Л. К. ДАВЫДОВ

551.49
Д-

Проверено
19

ВОДОНОСНОСТЬ РЕК СССР
ЕЕ КОЛЕБАНИЯ И ВЛИЯНИЕ НА НЕЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

10489

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1947

АННОТАЦИЯ

Настоящее издание посвящено одной из основных гидрологических характеристик СССР — водоносности рек СССР, ее колебаниям и влиянию на нее физико-географических факторов.

В работе приводится анализ существующих в гидрологической литературе положений по вопросу о влиянии физико-географических факторов на сток рек и его колебания и формулируются основные положения по этому вопросу; приводится характеристика среднего годового стока рек СССР по отдельным районам с анализом причин, обуславливающих распределение стока по территории СССР.

Далее рассматривается влияние физико-географических факторов на изменчивость и колебания годового стока и дается характеристика особенностей распределения этих колебаний по территории СССР.

ВВЕДЕНИЕ

Нет никакой надобности сколько-нибудь подробно доказывать необходимость и важность познания вод нашей страны.

Возрастающая потребность в широком и планомерном использовании водных ресурсов для целей народного хозяйства и обороны нашей родины все более и более привлекает внимание советских гидрологов к вопросам гидрографии.

Одной из основных гидрографических характеристик любой территории является водоносность рек, ее орошающих. Этот гидрологический элемент обязательно входит в состав географического комплекса, известного под названием географического ландшафта, или, по последнему определению академика Л. С. Берга, географического аспекта. Наконец, в физико-географическом процессе, понятие о котором введено в науку академиком А. А. Григорьевым [19], значительная роль принадлежит ее гидрологическому звену, а в этом последнем весьма существенное значение имеет водный баланс, одним из компонентов которого является сток рек.

Таким образом бесспорно общее научное значение стока рек в общем круге вопросов, изучаемых физической географией и одной из ее ветвей — гидрографией.

Вместе с тем бесспорно и значение изучения стока рек в отношении тех требований, которые предъявляются к нему со стороны практики при проектировании и эксплоатации различных гидротехнических сооружений.

Едва ли было справедливо и правильно ограничивать гидрографическую характеристику любой территории простым описанием вод, иначе говоря простой констатацией фактов. Задачи гидрографии как науки несомненно значительно шире и глубже.

Наряду с детальной характеристикой вод различных территорий гидрография ставит своей задачей, основываясь на общих закономерностях, разработанных гидрологией, установить взаимодействие между свойствами этих вод и их режима с остальными элементами ландшафта, объяснить эти свойства, определить, какими причинами они обусловлены и какое воздействие они оказывают на другие элементы ландшафта.

Настоящее издание посвящено исследованию водоносности рек СССР — основной гидрографической характеристике режима рек. Рамки исследования ограничены рассмотрением среднего годового стока рек и его колебаний.

Климато-гидрологическая характеристика речного стока, выражающаяся в описании и анализе распределения среднего многолетнего (нормального) стока в любом его определении (слой стока, модуль стока, средние расходы рек) по территории СССР, равно как и всякой другой страны, носила бы совершенно формальный характер, если бы это описание и этот анализ производились вне должной связи, оторванно от тех факторов, которые определяют величину среднего многолетнего стока. Совершенно естественно поэтому характеристике распределения среднего многолетнего стока в пространстве предпослать рассмотрение вопроса о влиянии физико-географических факторов на этот элемент.

Однако и такого рода анализ речного стока был бы неполным, если бы он не включал в себя рассмотрение изменчивости годового стока, его колебаний из года в год.

Понимание особенностей такого рода изменений и распределение этих колебаний в пространстве требуют предварительного изучения вопроса о причинах, обуславливающих и предопределяющих эти изменения.

Глава I настоящего исследования посвящена анализу влияния физико-географических факторов на величину среднего многолетнего стока; глава II — характеристике распределения среднего многолетнего стока на территории СССР, причем это распределение рассматривается в связи с теми факторами, которые обуславливают это распределение; глава III — рассмотрению вопроса о влиянии физико-географических факторов на колебания годового стока рек, характеристике особенностей этих колебаний и их распределению по территории СССР.

Настоящее исследование не может рассматриваться как совершенно исчерпывающее. Причин этому много. Прежде всего современное состояние гидрологии таково, что целый ряд вопросов в области формирования речного стока далек от разрешения и потребует в дальнейшем детальных и тщательных исследований этого явления в натуре. Кроме того, гидрологическая изученность различных частей территории СССР далеко не одинакова. Имеются обширные пространства, в особенности в Азиатской части нашей страны, где данные по стоку рек и физико-географическим факторам, его определяющим, не полны и отрывочны, а подчас и отсутствуют вовсе. Наконец, самый период инструментальных наблюдений над режимом рек, данные по которым только и использованы в настоящем исследовании, относительно короток и в лучшем случае для очень небольшого числа рек превышает 50 лет.

Все изложенное выше и приводит автора к убеждению, что накопление новых материалов наблюдений и производство новых исследований в области теоретической гидрологии неизбежно вызовут дальнейшее расширение и развитие тех положений, которые представлены в настоящей работе.

При выполнении исследования были использованы главным образом опубликованные источники и лишь в некоторой, относительно небольшой части архивные материалы. Список и тех и других помещен в конце работы.

В заключение считаю своим долгом выразить глубокую признательность моим товарищам по кафедре Гидрологии Географического факультета Ленинградского Ордена Ленина Государственного университета доц. Е. В. Берг, доц. Н. Г. Конкиной, ассист. Н. М. Писяковой и лаборантам А. И. Осиповой и Е. С. Вансовской, оказавшим мне значительную помощь в обработке материалов при выполнении мною настоящего исследования.

ГЛАВА I

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК РЕК СССР

Формирование речного стока представляет собой сложный процесс, находящийся под разнообразным воздействием физико-географических факторов. Основная роль в этом процессе принадлежит климатическим условиям. Всем прочим факторам — рельефу, геологии, почвам и растительному покрову — принадлежит значительно меньшая роль.

Влияние климатических факторов

Еще в 1884 г. А. И. Воейков в своей замечательной работе „Климаты земного шара и России в особенности" писал: „Реки суть продукт климата их бассейнов" [17]. В наше время, когда в результате многочисленных исследований накопились новые материалы по вопросу о влиянии физико-географических факторов на режим рек, положение, высказанное Воейковым, может быть выражено несколько иначе: реки представляют собой продукт климата их бассейнов на общем фоне ландшафтных условий. Таким положением подчеркивается ведущая роль климата и вместе с тем указывается наличие влияния на жизнь рек и других элементов ландшафта.

В гидрологической литературе имеется значительное количество исследований, посвященных вопросу о выяснении влияния климатических факторов на режим рек, в частности вопросу об установлении количественных соотношений между средним многолетним стоком рек и климатическими факторами.

Первоначальная схема решения этой задачи носила в значительной мере упрощенный характер. Предполагалось, что основным фактором, определяющим величину среднего многолетнего стока рек, является годовая сумма атмосферных осадков, и зависимость между этими элементами может быть выражена крайне простым уравнением первого порядка:

$$y = ax + b, \tag{1}$$

где y — средний годовой сток, x — средний многолетний годовой слой осадков в миллиметрах, a и b некоторые параметры, принимающие различные значения для различных территорий. Таковы формулы Пенка [127] и Келлера [124] для Средней Европы.

Формула Келлера имеет следующий вид:

$$y = 0{,}942\,x - 405. \tag{2}$$

До самого последнего времени авторитет Келлера в Германии и Австрии был настолько велик, что надежность приведенного уравнения не вызывала никаких сомнений, и отдельные исследователи больше доверяли этому уравнению, чем данным непосредственных наблюдений.

Ярким примером такого отношения к уравнению Келлера может служить исследование Р. Дренкгана [118], допустившего в своих выводах о влиянии высоты речного бассейна на величину стока грубую методологическую ошибку (см. об этом подробнее на стр. 58).

Другие исследователи придавали зависимости между средним многолетним стоком и осадками более сложный вид.

Таково, например, уравнение Уля [130], имеющее вид:

$$y = 1818 \times 10^{-4} x + 857 \times 10^{-7} x^2 \times 1024 \times 10^{-7} x^3, \quad (3)$$

и уравнение Шрейбера [129]

$$y = xe^{-\frac{a}{x}}, \quad (4)$$

где y и x имеют прежние обозначения, величина же a, по данным Шрейбера, представляет собой некоторый параметр, меняющийся в пределах от 200 до 350 для верховьев рек и равнин и от 350 до 500 для рек со значительным расходом в их среднем течении.

В дальнейшем Э. М. Ольдекоп показал, что параметр a имеет тот же физический смысл, что и параметр z_0 в формуле Ольдекопа.

Нет особой надобности доказывать, что такого рода формулы, определяющие величину среднего многолетнего стока в зависимости только от сумм атмосферных осадков, носят чисто эмпирический характер, основаны на простейшей статистической обработке материалов и имеют исключительно локальное и притом интерполяционное значение. Они ни в коем случае не могут быть распространены ни за пределы тех территорий, по данным которых они построены, ни за пределы тех годовых сумм атмосферных осадков, которые наблюдались на изучаемых территориях. Наконец, что самое важное, они не отвечают вовсе на вопрос о сущности влияния атмосферных осадков на величину среднего многолетнего стока рек.

Это следует с несомненной очевидностью из простейшего анализа уравнения водного баланса. Как известно, это уравнение для многолетнего периода имеет вид:

$$x = y + z,$$

где x — средний многолетний слой атмосферных осадков, y — средний многолетний слой речного стока, z — средняя многолетняя величина испарения с поверхности речного бассейна.

Предположим, что величина среднего многолетнего стока рек зависит только от годовой суммы атмосферных осадков и эта зависимость выражается уравнением

$$y = f(x).$$

В таком случае, так как

$$z = x - y = x - f(x) = \varphi(x),$$

величина годового испарения с поверхности речного бассейна определяется только годовой суммой атмосферных осадков, что, конечно, вовсе не соответствует действительности.

Существует, кроме того, ряд попыток установить зависимость между величиной среднего многолетнего стока и несколькими метеорологическими факторами. Таковы работы Вермюэля, Жюстини, Русселя и др. Однако и эти работы носят упрощенный, формально статистический характер.

Дальнейшие исследования шли преимущественно по двум направлениям. Часть исследователей направляла все свое внимание на установление зависимости величины годовых потерь на испарение от климатических факторов, совершенно справедливо полагая, что тем самым будет решена и задача о зависимости среднего многолетнего стока от климатических факторов, что с очевидной несомненностью следует из уравнения водного баланса: $y = x - z$. Таковы исследования Э. М. Ольдекопа [81], А. Мейера [125], П. С. Кузина [61], Б. В. Полякова [88] и др.

Другие ученые пытались свести решение поставленной задачи к нахождению зависимости между коэфициентом стока (η) и климатическими факторами. Эта категория исследований с принципиальной стороны не должна бы отличаться от предыдущей,

так как $\eta = \frac{y}{x} = \frac{x-z}{x} = 1 - \frac{z}{x}$, и, следовательно, установление зависимости η от климатических факторов должно было бы свестись к решению задачи о зависимости z от климатических факторов. Большинство работ этой категории носит по преимуществу статистический характер. К этой категории нужно отнести работы М. Ф. Менкеля — С. Н. Крицкого [59], Б. В. Полякова [87], М. А. Великанова и Д. Л. Соколовского [16], Б. Д. Зайкова [34], П. С. Кузина [65] и др. И, наконец, совершенно особняком находятся одна из последних работ в этой области — В. Вундта [132], опубликованная в 1937 г., и исследование Б. Г. Иванова [44].

Одной из замечательнейших работ, посвященных выяснению вопроса о влиянии метеорологических факторов на величину испарения с поверхности речных бассейнов, является исследование Э. М. Ольдекопа, опубликованное им в 1911 г. Заслуга Ольдекопа заключается в том, что он впервые в своей работе совершенно правильно оценил роль основных климатических факторов в процессе испарения с поверхности речных бассейнов, выделив главнейшие из них (атмосферные осадки и недостаток насыщения влагой воздуха) и указал на необходимость подсчета величины испарения по отдельным сезонам. В результате тщательного анализа исследуемого явления Ольдекоп дал совершенно правильную классификацию речных бассейнов по признаку характера зависимости испарения с их поверхности от климатических факторов.

Ольдекопом была предложена следующая формула для определения средней многолетней величины испарения с поверхности речных бассейнов:

$$z = z_0 \operatorname{th} \frac{x}{z_0}, \tag{5}$$

где z — годовой слой испарения в миллиметрах, z_0 — возможный максимум испарения в миллиметрах при данных климатических условиях, при предположении постоянного избытка влаги, x — годовая сумма атмосферных осадков в миллиметрах; под символом th подразумевается гиперболический тангенс, иначе говоря, функция, имеющая вид $\operatorname{th} u = \frac{e^u - e^{-u}}{e^u + e^{-u}}$, где e — основание натуральных логарифмов.

Следует отметить, что формула Ольдекопа безукоризненна с точки зрения размерности ее частей. В самом деле, размерность левой ее части $\frac{[L]}{[T]}$ — слой испарения (мм) в единицу времени (год). Размерность правой части так же $\frac{[L]}{[T]}$, так как размерность z_0 — максимально возможного испарения за 1 год равна $\frac{[L]}{[T]}$, множитель же $\operatorname{th} \frac{x}{z_0}$ — величина отвлеченная (нулевая размерность). К сожалению, в большинстве случаев гидрологи, предлагая ту или иную формулу, вовсе не обращают внимания на размерность частей формулы, что нередко лишает эти формулы всякого физического смысла.

По мнению Ольдекопа, эту формулу лучше всего применять отдельно к зимнему (XI—IV) и летнему (V—X) полугодиям. В таком случае z_0, по данным Ольдекопа, принимает следующие значения:

для зимнего полугодия

$$z_{0,з} = 96\, d_з, \tag{6}$$

для летнего полугодия

$$z_{0,л} = 136\, d_л, \tag{7}$$

где $d_з$ и $d_л$ — средние значения недостатка насыщения влагой воздуха в миллиметрах зимнего и летнего полугодий.

Кроме того, Ольдекоп полагает возможным применять уравнение (5) и для отдельных месяцев, вычисляя значение $z_{0\,i}$ по следующим формулам:

$$\left.\begin{array}{llll} \text{январь} & z_{0,\,I} = 16\ d_I & \text{июль} & z_{0,\,VII} = 28\ d_{VII} \\ \text{февраль} & z_{0,\,II} = 14{,}5\ d_{II} & \text{август} & z_{0,\,VIII} = 28\ d_{VIII} \\ \text{март} & z_{0,\,III} = 16\ d_{III} & \text{сентябрь} & z_{0,\,IX} = 20\ d_{IX} \\ \text{апрель} & z_{0,\,IV} = 20\ d_{IV} & \text{октябрь} & z_{0,\,X} = 16\ d_X \\ \text{май} & z_{0,\,V} = 28\ d_V & \text{ноябрь} & z_{0,\,XI} = 16\ d_{XI} \\ \text{июнь} & z_{0,\,VI} = 28\ d_{VI} & \text{декабрь} & z_{0,\,XII} = 16\ d_{XII} \end{array}\right\} \quad (8)$$

Выбор формулы (гиперболический тангенс) у Ольдекопа не носил случайного характера и не подчинялся требованиям только интерполяции, а был в значительной мере обоснован физической сущностью явления. Автор при этом рассуждал следующим образом. При небольших количествах осадков все количество осадков испаряется. По мере увеличения количества осадков увеличивается и величина испарения. Однако это увеличение не может быть безграничным, так как испарение с любой поверхности имеет некоторый верхний предел, определяемый физико-географическими условиями данного бассейна. Таким образом Э. М. Ольдекопом было введено понятие о максимально возможном испарении, обозначенном в формулах испарения символом z_0. По мере приближения количества осадков к z_0 скорость нарастания испарения будет убывать и при некотором значении количества осадков их дальнейшее увеличение не вызовет увеличения испарения.

Отсюда ясно, что искомая функция должна была удовлетворять следующим требованиям: быстрое нарастание функции при некоторых начальных значениях аргумента и крайне замедленное нарастание функции при больших значениях аргумента.

Таким требованиям как раз удовлетворяет функция, обозначаемая символом th и известная под названием гиперболический тангенс. Это хорошо подтверждается данными табл. 1.

Таблица 1

Значения th u и Δ th u

u	th u	Δ th u	u	th u	Δ th u
0,0	0,0000	0,0997	1,5	0,9052	0,0165
0,1	0,0997		1,6	0,9217	
0,5	0,7616	0,0389	2,0	0,9705	0,0048
1,0	0,8005		2,1	0,9757	

Уравнение (5) представляет собой семейство кривых, выражающих зависимость z от x, причем каждая из этих кривых соответствует некоторому постоянному значению d. Каждая из этих кривых, как совершенно правильно указал Э. М. Ольдекоп, обладает следующими свойствами: „для $x = 0$ угол наклона кривой равен 45°; с возрастанием x происходит и возрастание испарения, но все с большим замедлением, т. е. все с большим уменьшением угла наклона к оси абсцисс; наконец, по достижении максимальной величины испарения угол наклона равен 0°, и кривая переходит в прямую, параллельную оси абсцисс“ [81, стр. 46].

Особенности кривых, выражающих уравнение (5), определяют особенности влияния метеорологических факторов на процессы испарения в различных речных бассейнах. Те из них, для которых эта зависимость выражена нижними участками

рассматриваемых кривых, характеризуется отчетливым выражением преимущественных влияний атмосферных осадков на величину испарения. В таких речных бассейнах годовой слой фактического испарения далек от максимально возможной величины испарения (z_0); в них ведущим преобладающим гидрометеорологическим процессом является процесс испарения. Здесь стекает по преимуществу то, что не успевает испариться. К таким рекам относятся реки зоны недостаточного увлажнения (рр. Дон, Самара, Узень и др.). Речные бассейны, для которых рассматриваемая зависимость выражается верхними участками кривой, характеризуются почти полной независимостью испарения от осадков и стока. В них интенсивность процесса испарения определяется температурными и гигрометрическими условиями. Здесь всегда имеется влага в количестве, вполне обеспечивающем реальную возможность испарения. Таковы речные бассейны зоны избыточного увлажнения: Верхняя Волга, Верхний Днепр, Нева, Северная Двина и др. Промежуточное положение занимают бассейны, у которых испарение в одинаковой мере зависит и от количества выпадающих атмосферных осадков и от термического и гигрометрического режима воздуха.

Однако, несмотря на все несомненные достоинства исследования Э. М. Ольдекопа, предложенная им формула (5) для подсчета испарения практического значения не имеет и обладает рядом существенных недостатков.

Проверка этой формулы для ряда рек, данных по которым не имелось в распоряжении Ольдекопа, подтверждает справедливость сказанного. Так например, для р. Волги до г. Ярославля, по данным П. С. Кузина [62], средняя годовая сумма осадков $x = 560$ мм, за зимнее полугодие (XI—IV) $x = 179$ мм, летнее (V—X) $x = 381$ мм, средний годовой сток $y = 240$ мм и средняя величина испарения $z = 320$ мм, средний недостаток насыщения за зимнее полугодие (XI—IV) $d_з = 0{,}75$ мм, за летнее (V—X) $d_л = 3{,}1$, за год $d_г = 1{,}9$ мм.

Пользуясь формулами (6) и (7) получаем:

$$z_з = 96\, d_з \operatorname{th} \frac{x_з}{96\, d_з} = 96 \times 0{,}75 \operatorname{th} \frac{179}{96 \times 0{,}75} = 72 \operatorname{th} 2{,}5 = 72 \times 0{,}986 = 71 \text{ мм};$$

$$z_л = 136\, d_л \operatorname{th} \frac{x_л}{136 d_л} = 136 \times 3{,}1 \operatorname{th} \frac{381}{136 \times 3{,}1} = 421{,}6 \operatorname{th} 0{,}904 = 421{,}6 \times 0{,}72 = 304 \text{ мм}.$$

Таким образом годовая сумма испарения $z_г = z_з + z_л = 71 + 304 = 375$ мм, при 320 мм фактической величины испарения. Ошибка формулы составляет 55 мм, что соответствует 17% годовой суммы испарения и 23% годового стока.

В табл. 2 приведены результаты проверки формулы Ольдекопа для ряда рек Северного Края [51].

Недостатки метода Ольдекопа, по нашему мнению, заключаются в следующем. При совершенно правильной общей оценке влияния основных климатических факторов, атмосферных осадков и недостатка насыщения, автор не учел в должной мере влияния гигрометрического состояния воздуха на интенсивность процессов испарения.

При построении формулы (5) автор исходит из положения о том, что максимально возможное испарение с поверхности речного бассейна за тот или иной промежуток времени (сезон, летнее или зимнее полугодие, месяц) зависит только от недостатка насыщения и его величина z_0 определяется формулой $z_0 = Ad$, где A представляет собой количество испарения, приходящееся на единицу недостатка насыщения влагой воздуха, или, по выражению Б. И. Срезневского, „быстроту испарения". По мнению Э. М. Ольдекопа, эта величина является постоянной и, как это видно из формул (6) и (7), для зимнего полугодия она равна 96 мм, для летнего 136 мм.

Это утверждение о постоянстве „быстроты испарения" для различных речных бассейнов, повидимому, не соответствует действительности.

Таблица 2

Результаты проверки вычисления годовой суммы испарения по формуле Э. М. Ольдекопа для рек Северного Края

Река	Пункт наблюдений	Количество лет наблюдений	Годовая сумма испарения, в мм		Ошибка	
			по Ольдекопу	действительная	абс., в мм	отн., в %
Сухона	Камчуг	41	162	290	—128	44
Вычегда	Сыктывкар	11	168	296	—128	43
Онега	Надпорожье	17	188	307	—124	40
Вага	Леховская	12	163	304	—141	46
Северная Двина	Усть-Пинега	54	169	296	—127	43

Примечание. Вероятно, приведенные ошибки преувеличены, так как в северных районах данные об осадках значительно преуменьшены, вследствие недостатков методики их измерения, а следовательно преуменьшены и величины испарения.

Как указывал Срезневский, „быстрота испарения" возрастает вместе с увеличением относительной влажности, независимо от величины недостатка насыщения. Объясняется это обстоятельство, по нашему мнению, следующим образом. Недостаток насыщения характеризует оптимальные возможности испарения при данных условиях с данной поверхности или то количество влаги, которое может вместить в себя некоторый слой атмосферы воздуха, расположенный над данной поверхностью. Очевидно, что при одном и том же значении недостатка насыщения процесс испарения будет происходить тем интенсивнее, чем выше температура рассматриваемой поверхности, а стало быть, и температура воздуха. Следовательно, интенсивность испарения при постоянном значении d будет возрастать вместе с увеличением t.

Возрастание же t при постоянном d соответствует возрастанию как относительной, так и абсолютной влажности. Изложенное хорошо подтверждается данными психрометрических таблиц (табл. 3).

Таблица 3

Изменение температуры ($t°$), абсолютной (f мм) и относительной влажности ($r^0/_0$) при постоянном значении недостатка насыщения влагой воздуха (d мм)

$d = 1$ мм			$d = 2$ мм			$d = 3$ мм			$d = 4$ мм		
$t°$	f мм	$r^0/_0$	$t°$	f мм	$r^0/_0$	$t°$	f мм	$r^0/_0$	$t°$	f мм	$r^0/_0$
1	3,9	80	1	2,9	59	1	1,9	39	1	0,9	19
5	5,5	85	5	4,5	69	5	3,5	54	5	2,5	39
10	8,2	89	10	7,2	78	10	6,2	67	10	5,2	57
15	11,8	92	15	10,2	85	15	9,8	77	15	8,8	69

Непостоянство величины A в формуле $z_0 = Ad$ может быть подтверждено и фактическими данными.

Так например, принимая структуру формулы, предложенной Э. М. Ольдекопом, для бассейна р. Волги до г. Ярославля и пользуясь фактическими данными для бассейна этой реки, приведенными выше, нетрудно определить величину z_0 для годового периода. В самом деле, из уравнения $z = z_0 \operatorname{th} \frac{x}{z_0}$ получаем:

$$\frac{z}{x} \cdot \frac{x}{z_0} = \operatorname{th} \frac{x}{z_0}. \qquad (9)$$

Обозначим $\frac{x}{z_0} = X$, напишем два уравнения:

$$Y = \frac{z}{x} X \qquad (10)$$

и

$$Y = \text{th}\, X. \qquad (11)$$

Совместное решение этих уравнений даст нам возможность определить значения Y и X, при которых $Y = \text{th}\, X$ или $\frac{z}{z_0} = \text{th}\, \frac{x}{z_0}$. Зная же $X = \frac{x}{z_0}$, нетрудно определить

$$z_0 = \frac{x}{X}.$$

Решение уравнений (10) и (11) можно производить либо графически, либо подбором, пользуясь таблицей значений th.

Применим эту схему решения для определения величины z_0 для р. Волги до г. Ярославля. Так как для этой реки $x = 560$ мм, $z = 320$ мм, то уравнения (10) и (11) принимают вид:

$$Y = \frac{320}{560} X$$

или

$$Y = 0{,}571\, X$$

и

$$Y = \text{th}\, X. \qquad (12)$$

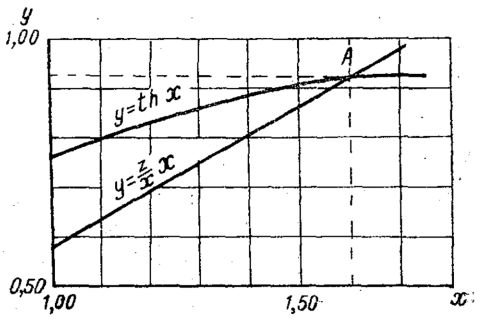


Рис. 1. Графический способ определения z_0 в формуле Э. Ольдекопа.

На рис. 1 изображены 2 линии: прямая, соответствующая уравнению (12), и кривая — уравнению (11). Координаты точки A пересечения этих линий и будут представлять собой корни уравнений (11) и (12).

Снимаем с чертежа значение абсциссы точки A:

$$X = 1{,}62.$$

Отсюда получим

$$\frac{x}{z_0} = 1{,}62 \quad \text{или} \quad z_0 = \frac{x}{1{,}62} = \frac{560}{1{,}62} = 345 \text{ мм}.$$

Величина $z_0 = 345$ мм всего на 25 мм, или на 7,8%, превышает величину фактического годового испарения в бассейне р. Волги до г. Ярославля. Примем условно, что величины максимально возможного испарения за зимний и летний периоды пропорциональны 96 $d_з$ и 136 $d_л$. В таком случае

$$z_{0,\,з} = \frac{345 \times 96\, d_з}{96\, d_з + 136\, d_л} = \frac{345 \times 96 \times 0{,}75}{96 \times 0{,}75 + 136 \times 3{,}1} = 50 \text{ мм}; \; z_{0,\,л} = 345 - 50 = 295 \text{ мм}.$$

Отсюда

$$z_{0,\,з} = 67\, d_з \text{ и } z_{0,\,л} = 90\, d_л.$$

Применяя аналогичный прием для р. Пехорки до Кучино, получаем

$$z_{0,\,г} = 409 \text{ мм}; \; z_{0,\,з} = 57\, d_з \text{ и } z_{0,\,л} = 116\, d_л.$$

Результаты в обоих случаях получились значительно отличающиеся от тех, что приводит Ольдекоп.

Совершенно очевидно, что величина z_0 должна значительно меняться для различных бассейнов. Повидимому, можно ожидать, что в северных районах z_0 будет принимать наименьшие значения и, напротив, на крайнем юге, в районах с повышенными значениями недостатка насыщения, значительной продолжительностью теплого и безоблачного периода, повышенной инсоляцией, максимальные значения возможных потерь на испарение должны значительно возрасти.

М. И. Львовичем [15] была построена в свое время карта распределения параметра a в формуле Шрейбера для Европейской территории СССР. Абсолютные значения величин a и z_0 весьма значительно отличаются друг от друга, причем это различие достигает максимального значения на юго-западе.

В то время как для формулы Ольдекопа z_0 на крайнем юго-западе принимает значения более 800 мм, на схеме Львовича величина a всегда остается много меньшей. Такое различие определяется некоторой разницей в структуре формул Шрейбера и Ольдекопа. Поэтому, совершенно прав М. А. Великанов, предлагающий рассматривать эти величины как некоторые вспомогательные параметры, которые могут быть использованы для подсчета в грубом приближении величины среднего годового испарения.

Как указывалось уже выше, значения коэфициента A в формулах (6) и (7) не остаются постоянными. Очевидно, что и для годовой величины испарения

$$z_г = Ad_г \tag{13}$$

коэфициент A тоже не будет сохранять постоянного значения.

В табл. 4 помещены многолетние средние данные для 35 речных бассейнов: x — годовые суммы атмосферных осадков, y — сток, z — годовая величина испарения, d — недостаток насыщения влагой воздуха, z_0 — максимально возможная величина испарения, A — коэфициент из формулы (13), представляющий собой отношение $\frac{z_0}{d}$, и f — абсолютная влажность, вычисленная по формуле $f = E_г - d$, где $E_г$ — максимальная упругость водяных паров при годовой температуре ($t_г$) воздуха. Таким образом f представляет собой абсолютную влажность воздуха, вычисленную по средним годовым значениям t и d. Казалось бы, что для решения задачи о зависимости величины A от метеорологических факторов было бы наиболее просто в качестве основного аргумента воспользоваться температурой воздуха, установление которой для любого бассейна не представляет никаких трудностей. Однако есть основание предполагать, что величина A зависит не только от термического, но и гигрометрического состояния воздуха над поверхностью бассейна. Этим и объясняются упомянутые выше указания Срезневского о влиянии на „быстроту испарения" относительной влажности, а не температуры воздуха.

Полезно при этом вспомнить, что некоторые исследователи, пытаясь решить задачу об определении испарения с водной поверхности, отказывались от использования в качестве основного фактора недостатка насыщения, заменяя его рядом других аргументов—абсолютная влажность, предел насыщения влагой воздуха при температуре поверхности воды и пр.

Таковы, например, формулы Бигелоу [117] и Миллара [126]. Это соображение, а с другой стороны отсутствие опубликованных сводных данных об относительной влажности по разным бассейнам, побудили автора использовать для характеристики абсолютной влажности различных речных бассейнов разность, обозначаемую в дальнейшем символом $f = E_г - d$, где $E_г$ — предел насыщения влагой воздуха при средней годовой температуре воздуха t и d — средний годовой недостаток насыщения. Эта разность f в дальнейшем условно называется среднегодовой абсолютной влажностью.

Данные табл. 4 и рис. 2 и довольно высокое значение коэфициента корреляции $r_{A,f} = 0{,}922 \pm 0{,}017$ подтверждают наличие прямой зависимости между A и f.

Если, как это показано выше, величина A не остается постоянной для различных территорий и находится в некоторой зависимости от абсолютной влажности,

Таблица 4

№ п/п.	Река	Пункт наблюдений	x	y	z	z_0	d	A	t	$E_г$	f
1	Волхов	Гостинополье . .	574	234	340	372	1,9	196	4,1	6,1	4,2
2	Луга	Поречье	600	274	326	346	1,85	187	4,0	6,1	4,2
3	Ловать	Холм	580	205	375	429	1,9	227	4,8	6,5	4,6
4	Мста	Светичи	597	255	342	364	2,0	186	3,7	6,0	4,0
5	Москва	Бабьегородская плотина	549	177	372	439	2,0	220	4,3	6,2	4,2
6	Пехорка	Кучино	544	185	359	409	1,9	211	3,9	6,0	4,1
7	Западная										
8	Двина	Витебск	610	267	343	369	1,9	194	4,3	6,2	4,3
9	Припять	Мозырь	569	122	447	602	2,4	251	6,8	7,4	5,0
10	Десна	Чернигов	550	126	424	566	2,5	226	5,9	7,0	4,5
11	Сож	Гомель	570	173	397	461	2,1	220	5,3	6,7	4,6
12	Днепр	Киев	563	131	432	579	2,4	241	6,2	7,1	4,7
13	Ока	Орел	555	129	426	552	2,4	225	5,0	6,5	4,1
14	Ока	Каширa	570	199	371	424	2,4	176	4,1	6,2	3,8
15	Ока	Горбатов	530	165	365	427	2,3	166	3,9	6,0	3,7
16	Шексна	Вахново	560	268	292	308	1,7	181	2,3	5,4	3,7
17	Кострома	устье	560	228	232	365	2,0	187	2,9	5,7	3,7
18	Унжа	Кологрив	550	257	293	311	2,0	156	1,9	5,2	3,2
19	Унжа	Макарьев	558	228	330	361	2,0	180	2,1	5,3	3,3
20	Унжа	устье	570	240	330	359	2,1	175	2,4	5,5	3,4
21	Ветлуга	устье	537	211	326	360	2,1	171	2,3	5,4	3,3
22	Нева	Шлиссельбург . .	570	293	277	288	1,7	175	2,3	5,4	3,8
23	Сандалка	Сопиха	500	248	252	264	1,5	176	2,0	5,3	3,8
24	Свирь	Пиркиничи . . .	556	299	257	265	1,6	171	1,4	5,1	3,5
25	Онега	Надпорожье . . .	551	307	244	250	1,7	147	1,4	5,2	3,5
26	Сухона	Камчуг	530	290	240	247	1,9	131	2,0	5,3	3,4
27	Вага	Леховская . . .	530	304	226	229	1,9	123	1,8	5,2	3,3
28	Вычегда	Парч	445	259	186	188	2,0	94	0,6	4,8	2,8
29	Вычегда	Сыктывкар . . .	524	296	228	233	1,8	126	0,1	4,6	2,8
30	Северная										
31	Двина	Абрамково . . .	558	296	262	271	1,9	143	1,2	5,0	3,1
32	Дон	Калач	441	97	344	466	3,2	143	5,4	6,7	3,5
33	Большой										
34	Узень	Новоузенск . . .	260	42	218	399	4,3	93	5,4	6,7	2,4
35	Свияга	Ульяновск . . .	425	110	315	401	2,7	149	3,3	5,8	3,1
36	Большой										
37	Кинель	Бугуруслан . . .	400	100	300	387	2,9	133	3,8	6,0	3,1
38	Большой										
39	Иргиз	Клевенка	335	70	265	366	3,6	102	4,3	6,4	2,8
40	Волга	Ярославль	560	240	320	346	1,9	184	3,0	5,7	3,8

то тем более нет оснований соглашаться с мнением Ольдекопа о постоянстве значений A для отдельных сезонов и месяцев.

Для подтверждения справедливости этого можно привести еще и следующие соображения. Величина испарения, по мнению Ольдекопа, за некоторый промежуток времени определяется формулой

$$z_i = z_{0,\,i}\ \mathrm{th}\ \frac{x_i}{z_{0,\,i}},$$

где z_i, $z_{0,\,i}$ и x_i обозначают те же величины, что и в формуле (5), но относящиеся к некоторому периоду, обозначенному символом i.

В зимние месяцы при устойчивом снежном покрове едва ли величина x_i — сумма атмосферных осадков за период i — оказывает сколько-нибудь существенное непосредственное влияние на величину испарения z_i. Последняя целиком определяется термическими и гигрометрическими условиями этого периода. В летние месяцы в зоне избыточного увлажнения, где влага имеется всегда в достаточном

количестве для испарения, на величину испарения оказывают влияние те же самые факторы.

В засушливых зонах всегда имеются два периода погоды, когда речной бассейн из состояния избыточного увлажнения переходит в состояние засушливости и обратно. Эти периоды — весна и осень. Весной, после того как исчезнет снежный покров, речной бассейн еще обладает некоторым запасом влаги, которая свободно расходуется на испарение с поверхности почвы и транспирацию растений. Осенью, наоборот, происходит постепенное накопление запасов влаги, и речной бассейн постепенно переходит в состояние избыточного увлажнения. Совершенно очевидно, что в эти периоды запасы влаги в бассейне будут определяться не только количеством осадков, выпавших в этот период, но и остатком той влаги, которая сохра-

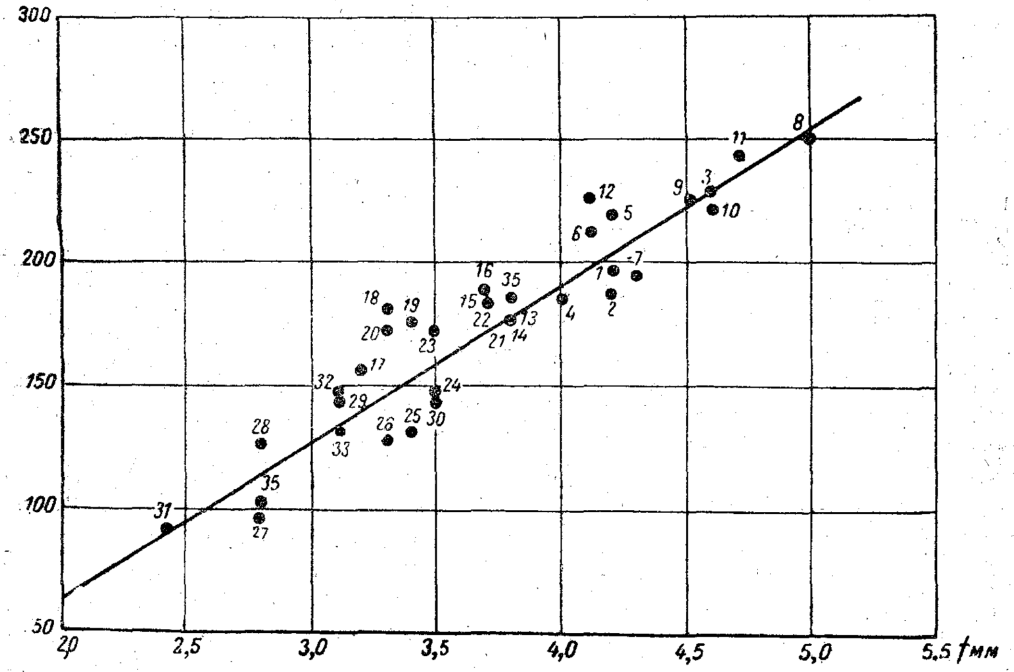


Рис. 2. График зависимости параметра A в формуле Э. М. Ольдекопа от абсолютной влажности воздуха (f).

нилась в бассейне от предыдущего периода. Поэтому по всей вероятности величина испарения, подсчитанная по формуле Ольдекопа при постоянных значениях A для каждого месяца и с учетом запасов влаги только в виде атмосферных осадков, выпавших в данном месяце, не всегда будет давать представление о фактических потерях на испарение за отдельные месяцы. Таковы основные недостатки формулы Ольдекопа.

Американский гидролог А. Мейер [125], подобно Э. М. Ольдекопу, направил свое внимание на изучение вопроса о влиянии метеорологических факторов на испарение с поверхности речных бассейнов.

Основные идеи, высказанные Мейером, сводятся к следующему. Испарение с поверхности речных бассейнов слагается из: 1) испарения с поверхности воды, снега и льда, 2) испарения с поверхности почвы и 3) транспирации растений.

Сложность влияния метеорологических факторов на каждую из этих категорий испарения лишает возможности установить зависимость годовых потерь от осредненных значений отдельных метеорологических факторов и обуславливают необходимость анализа влияния этих факторов на отдельные из указанных категорий испарения за меньшие промежутки времени — месяцы. Стремясь упростить решение

поставленной задачи, Мейер отказывается от аналитических форм выражения зависимости величины каждой категории испарения от влияющих факторов и прибегает к графическому изображению этих зависимостей.

Испарение с поверхности воды, снега и льда определяется термическими и гигрометрическими свойствами воздуха, и вместе с тем испарение с водной поверхности при прочих равных условиях происходит с меньшей интенсивностью, чем с поверхности снега и льда.

Зависимость испарения с водной поверхности от температуры и влажности воздуха носит довольно сложный характер, и при одинаковых температурных условиях величина испарения возрастает при уменьшении влажности и уменьшается с ее увеличением.

Эта особенность зависимости величины испарения от температуры и влажности воздуха получила в исследовании Мейера выражение в том, что на графике зависимости месячных сумм испарения от среднемесячных температур воздуха у него изображены две различные кривые — для весеннего и для осеннего полугодий.

При одинаковых температурах первая кривая дает меньшие значения месячных потерь на испарения, чем вторая. Это объясняется повышенными значениями абсолютной влажности воздуха в весеннем полугодии по сравнению с осенним.

Повышенное испарение с поверхности снега и льда по сравнению с испарением с водной поверхности при одинаковых температурных условиях выражено на известном графике Мейера третьей кривой.

Таким образом график зависимости испарения с поверхности воды, снега и льда от температуры воздуха, построенный Мейером, в скрытом виде дает представление о влиянии не только температуры, но и влажности воздуха на величину испарения.

Испарение с поверхности почвы, по мнению Мейера, зависит прежде всего от климатических факторов — температуры воздуха, количества осадков и скорости ветра, от степени увлажнения почвы и от прочих физико-географических условий речных бассейнов (характера почвы — их водопроницаемости, геологии, растительного покрова и т. п.).

Количественное выражение влияния метеорологических факторов на величину испарения с поверхности почвы А. Мейер выражает графически, используя в качестве аргументов среднюю месячную температуру воздуха (t) и месячную сумму осадков (x). Предложенный Мейером график обладает некоторыми характерными особенностями:

1) Влияние испарения в первом полугодии (I—VII) при одинаковых значениях t и x больше, чем во втором (VIII—XII). Это обстоятельство объясняется большой влажностью почвы в первом полугодии, благодаря накоплению влаги за зимний период.

2) Для каждого месяца для данной температуры воздуха существует некоторый верхний предел осадков, выше которого при данной температуре воздуха величина испарения остается постоянной. Эта величина представляет собой максимально возможное испарение при данной температуре воздуха; она имеет тот же физический смысл, что и z_0 в формуле Ольдекопа и a в формуле Шрейбера. Эта величина при одинаковых температурных условиях в первом полугодии больше, чем во втором, что является несомненно вполне закономерным.

График Мейера несомненно носит упрощенный характер. Автор графика прекрасно отдает себе в этом отчет, вводя к величинам испарения, полученным по этому графику, поправочные коэфициенты в зависимости от скорости ветра, топографии, характера почвы, растительного покрова. Эти поправки носят сугубо эмпирический характер, тем самым значительно снижают принципиальную ценность метода расчета испарения с поверхности почвы и придают ему в значительной мере субъективный характер.

Кроме того, с практической точки зрения этот график в ряде случаев можно признать бесполезным. В самом деле, как это указывали М. А. Великанов и М. И. Львович [15], главная масса влаги в условиях, например, Европейской территории СССР затрачивается на транспирацию растений, на испарение с поверхностей

снега (в зимний период) и лишь весьма незначительная часть, при прекращении вегетации растений, испаряется непосредственно с поверхности почвы.

Полагая, что данным климатическим условиям соответствуют определенные растительные ассоциации, Мейер считает возможным решение задачи об определении потерь на транспирацию растений свести к установлению зависимости этих потерь за отдельные месяцы от средних месячных температур воздуха. Для расчета потерь на испарение растительного покрова Мейером предложен третий график, представляющий собой грубо приложенное решение поставленной задачи.

С принципиальной точки зрения метод Мейера не вызывает возражений. В нем совершенно правильно дана оценка роли и значения основных климатических факторов, учтено в некоторой мере влияние процессов накопления и расходования влаги в бассейне и сделана попытка учесть роль второстепенных физико-географических факторов в формировании потерь на испарение с поверхности речных бассейнов. Однако, с точки зрения практического использования этого метода для расчета средней многолетней величины испарения, а затем по уравнению водного баланса и стока, метод Мейера заставляет желать много лучшего. Основным недостатком метода Мейера, как это совершенно правильно в свое время указывал Н. А. Назаров [74], является неопределенность рекомендаций в вопросе подбора поправочных коэфициентов, что, как указывалось выше, носит в значительной мере субъективный характер. Кроме того, есть основание предполагать, что, так же как и в ряде других методов расчета испарения, полученные по методу Мейера величины испарения за отдельные месяцы не являются фактическими величинами потерь на испарение за эти месяцы. Они представляют собой некоторые условные величины, сумма которых при удачном подборе поправочных коэфициентов дает в отдельных случаях величину, близкую к годовой сумме испарения. Метод А. Мейера был дважды проверен для рек Европейской территории СССР: один раз В. А. Назаровым для бассейна р. Южный Буг [74], другой — М. А. Великановым и М. И. Львовичем для 9 рек Европейской территории СССР [15]. Результаты проверки вполне подтверждают справедливость приведенной оценки метода Мейера.

В самое последнее время советским гидрологом Б. В. Поляковым были построены новые графики для расчета суммарного испарения с поверхности речных бассейнов в различных зонах [88]. Построение этих графиков основано на анализе водного баланса почвы, который по Полякову для некоторого промежутка времени характеризуется уравнением

$$(w_{i-1} + x_i) - (y_i + z_i) = w_i,$$

где w_{i-1} — запас влаги в почве в начале рассматриваемого промежутка времени, x_i — сумма атмосферных осадков, y_i — сток, z_i — испарение за рассматриваемый промежуток времени и w_i — остаток влаги в почве к концу этого периода. Полагая, что для южных засушливых районов сток в теплый период невелик и практически равен нулю, Поляков уравнению водного баланса придает вид:

$$w_{i-1} - w_i = z_i - x_i,$$

откуда

$$z_i = x_i + \Delta w_i,$$

где

$$\Delta w_i = w_{i-1} - w_i.$$

Иначе говоря, величина суммарного испарения с поверхности почвы за какой-либо период времени может быть получена, если известны количество осадков и изменение влажности почвы за этот период.

При помощи приведенного уравнения водного баланса были вычислены величины испарения с поверхности почвы для ряда пунктов и затем построены графики, выражающие зависимость месячных сумм испарения от средних месячных температур воздуха и сумм атмосферных осадков для периода положительных температур

воздуха (графики 2—5, рис. 3). Для зимнего периода соответствующие графики были построены по данным наблюдений над испарением с поверхности снежного покрова (графики *1* и *6*, рис. 3). Графики Полякова, по мнению автора, „отличаются от графиков А. Мейера большой точностью: они построены на материалах СССР и более совершенно учитывают не только температуру и осадки, но и влажность почв". [88]

Графики эти несомненно более совершенны, чем графики А. Мейера, так как они свободны от необходимости субъективного подбора поправочных коэфициентов. Как указывалось уже при рассмотрении исследований Ольдекопа и Мейера, при прочих равных условиях нарастание величин испарения замедляется по мере уве-

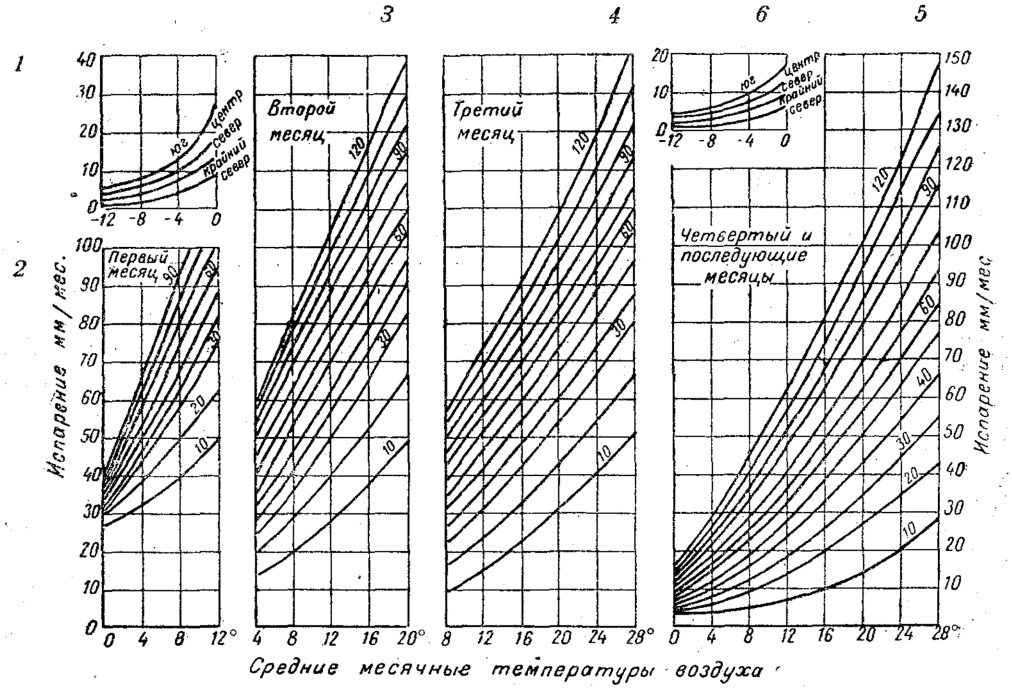


Рис. 3. График зависимости суммарного испарения с поверхности речных бассейнов в различных зонах (по Б. В. Полякову).

График *1* составлен для января и последующих зимних месяцев; график *2* — для первого месяца с положительными среднемесячными температурами воздуха, обычно наступающими в апреле; график *3* — для второго месяца; график *4* — для третьего; график *5* — для четвертого и последующих месяцев до месяцев с отрицательными среднемесячными температурами воздуха, для которых расчет производится по графику *6*. Для графика *6* Крайний Север относится к территории, находящейся за полярным кругом, а центр — между широтами 52 и 58°.

личения количества осадков. Эта зависимость получила в общем виде свое выражение на графиках *2—5* (рис. 3) Полякова.

Однако едва ли можно согласиться с тем, что при одинаковых значениях температуры воздуха и месячных суммах осадков потери на испарение в зоне недостаточного увлажнения будут такими же, как и в зоне избыточного увлажнения. В самом деле, например, при температуре воздуха в 20° и при месячных суммах осадков в 30 мм потери на испарение в Заволжье во второй половине лета несомненно будут меньше, чем в бассейне Верхней Волги. Речные бассейны Заволжья к этому времени уже в значительной мере истощили свои запасы влаги, и фактические потери на испарение в этих бассейнах едва ли сколько-нибудь значительно будут превосходить 30 мм. В то же время в бассейне Верхней Волги влага имеется в достаточном количестве, и величина испарения будет на много превосходить 30 мм. Справедливость сказанного хорошо подтверждается следующими данными. По рис. 4, заимствованному у Полякова, величина среднедекадного суммарного испарения, по наблюдениям Толстовской станции, при температуре

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
10489

около 20° составляет примерно 5 мм; следовательно, месячная сумма испарения близка к 15 мм; по графику 5 рис. 3 месячная сумма испарения при $t = 20°$ и 30 мм осадков равна 30 мм. В бассейне Верхней Волги в 1884-85 г. средняя месячная температура воздуха была равна 21,3°, сумма осадков того же месяца — 32 мм. Осадки мая и июня вместе с июльскими обеспечили прохождение дождевых

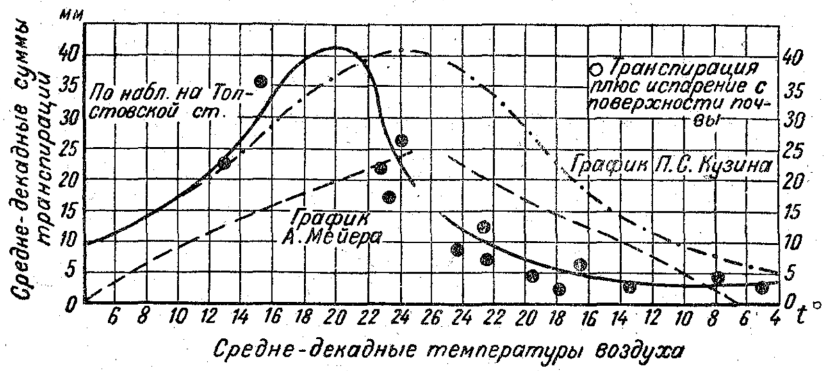


Рис. 4. Сопоставление результатов, полученных по графикам А. Мейера, с наблюдениями на Толстовской станции (по Б. В. Полякову).

паводков в эти месяцы, следовательно запасы влаги в бассейне Верхней Волги были, во всяком случае, бо́льшими, чем в аналогичных условиях в Заволжье, а следовательно, и потери на испарение были значительно большими.

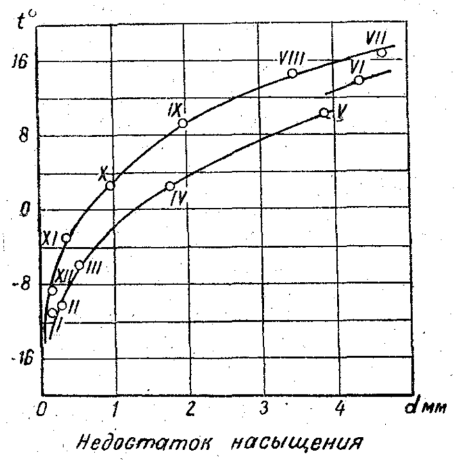


Рис. 5. График зависимости среднемесячных величин недостатка насыщения влагой воздуха (d) от среднемесячной температуры воздуха (t) (по П. С. Кузину).

Советским гидрологом П. С. Кузиным [61] предложена хорошо известная схема расчета среднего многолетнего испарения с поверхности речных бассейнов в зоне избыточного увлажнения, позволяющая затем из уравнения водного баланса определить и величину среднего многолетнего стока.

В основу решения поставленной задачи Кузин принял следующие положения.

1) В зоне избыточного увлажнения величина испарения зависит только от термических и гигрометрических условий и вовсе не зависит от количества атмосферных осадков. В этой зоне в любой сезон года имеется достаточно влаги, чтобы обеспечить возможность процессов испарения.

2) Между средними месячными температурами воздуха и недостатком насыщения в зоне избыточного увлажнения в определенные сезоны существует однозначная зависимость, позволяющая с достаточной для целей практики точностью определить величину среднемесячного недостатка насыщения по среднемесячным температурам воздуха. Эта зависимость выражается графиком, состоящим из трех ветвей (рис. 5).

3) В зоне избыточного увлажнения величина испарения, приходящаяся на 1 мм среднемесячного недостатка насыщения влагой воздуха, может быть принятой постоянной, т. е.

$$\frac{z_i}{d_i} = K = \frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i} = \text{const},$$

где z_i — слой испарения за данный месяц, d_i — недостаток насыщения за данный месяц, Σz_i — сумма испарения, Σd_i — сумма среднемесячных величин недостатка насыщения за год, с января по декабрь включительно.

Исходя из этих положений и основываясь на материалах наблюдений по бассейну Верхней Волги до г. Ярославля за 53 года, Кузин устанавливает величину испарения с поверхности бассейна за месяц в виде уравнения

$$z_i = 13{,}9\, d_i \qquad (14)$$

и перестраивает график зависимости d_i от t_i в график зависимости z_i от t_i, изображенный на рис. 6.

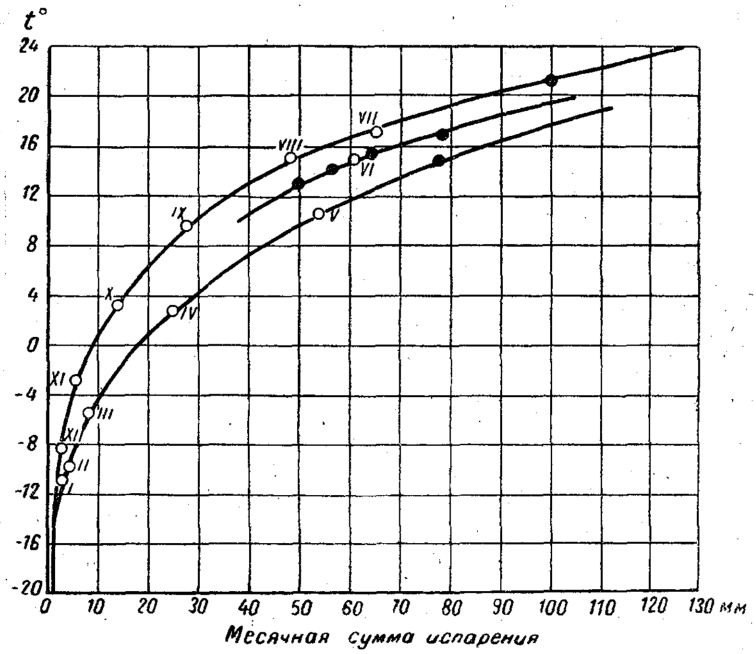


Рис. 6. График зависимости среднемесячных сумм испарения (z) с поверхности речных бассейнов от среднемесячных температур воздуха (t).

Проверка этого метода автором по данным для 30 речных бассейнов дала отличные результаты, причем максимальная ошибка вычисленной величины стока по этому методу, по данным Кузина, не превышает 8%.

Утверждение Кузина о существовании зависимости между d_i и t_i для бассейна р. Волги до г. Ярославля не вызывает возражений, так как оно подтверждено достаточно убедительными фактическими данными.

Вместе с тем едва ли справедливо положение о том, что эта зависимость является общей для всех частей зоны избыточного увлажнения. Если бы это положение было бы справедливо, то из равенства $d = E - f$, где E — упругость паров, насыщающих пространство при данной температуре, f — абсолютная влажность воздуха, следовало бы, что абсолютная влажность f целиком определяется температурой воздуха (t), что, конечно, не соответствует действительности. Фактические данные хорошо подтверждают справедливость указанного. В табл. 5 приведены суммы среднемесячных величин недостатка насыщения за год для трех пунктов зоны избыточного увлажнения, подсчитанные по данным непосредственных наблюдений и по графику П. С. Кузина.

Таблица 5

Пункт наблюдений	$\sum_{I}^{XII} d_i$	$\sum_{I}^{XII} d_i$	Δ	
			мм	% от $\sum_{I}^{XII} d_i$
Щугор	18,1	14,2	3,9	22
Сыктывкар	22,0	18,6	3,4	15
Минск	25,0	27,0	2,0	8

Примечание. $\sum_{I}^{XII} d_i$ — сумма среднемесячных значений недостатка насыщения по данным фактических наблюдений; $\sum_{I}^{XII} d_i$ — то же по графику П. С. Кузина; $\Delta = \sum_{I}^{XII} d_i - \sum_{I}^{XII} d_i$.

Второе положение, принятое Кузиным, и заключающееся в том, что отношение $\frac{z_i}{d_i} = \frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i} = \text{const}$ далеко не соответствует действительности.

Проанализируем это положение с двух точек зрения:

1) постоянства отношения $\frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i}$ в пространстве, т. е. постоянства его для различных частей зоны избыточного увлажнения, и

2) постоянства $\frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i}$ во времени, т. е. постоянства его для отдельных месяцев и периодов.

Надлежит оговориться, что сам автор при испытании предложенного им метода расчета величины годового стока полагает одной из причин отклонений вычисленных значений стока от фактически наблюдаемых в изменениях величины K. Однако этому обстоятельству автор метода не придает должного принципиального значения.

В действительности же эти отношения далеко не устойчивы и изменяются в довольно широких пределах. Так например, для бассейна р. Припять до г. Мозыря, по данным Кузина [63], годовая сумма осадков 599 мм, сток 122 мм, испарения 477 мм, $d_i = 2{,}40$ [58]. Отсюда $K = \frac{477}{12 \times 2{,}4} = 16{,}5$[1].

Для р. Западной Двины до г. Витебска годовая сумма осадков 610 мм, сток 267 мм, испарение $610 - 267 = 343$ мм, $d = 2{,}05$, отсюда $K = 16{,}0$.

По данным Н. Г. Конкиной, коэфициент K принимает значения от 6,0 (бассейн р. Сулы до Коткино) до 12,0 (бассейн р. Онеги до Надпорожья), никогда не достигая 13,9, величины, принятой П. С. Кузиным.

Можно привести еще один пример, свидетельствующий о неустойчивости коэфициента K в формуле

$$z_i = Kd_i. \qquad (15)$$

В работе П. С. Кузина, посвященной испарению с поверхности почвы [64], приводятся очень интересные данные об испарении с поверхности почвы (стр. 95, табл. 28) по наблюдениям по испарителю Рыкачева и вычисленные по графику автора с мая по сентябрь.

[1] Так как в работе А. А. Красовского [58] приведены среднегодовые значения d с точностью до 0,1, то годовая сумма Σd_i для бассейна р. Припять может принимать значение между $2{,}35 \times 12 = 28{,}2$ и $2{,}44 \times 12 = 29{,}3$. Следовательно, K возможно ожидать $16{,}3 \leq K \leq 16{,}9$.

Предположим, что последние величины представляют собой действительное испарение с поверхности почвы и, пользуясь данными того же автора о многолетних средних значениях недостатка насыщения d, вычислим величины отношений $K = \frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i}$ для ряда пунктов. Результаты таких вычислений приведены в табл. 6.

Таблица 6

Пункт наблюдений	z_i	Σd_i	K	z_2	Δz	$\Delta z\%$
Архангельск	205	15,2	13,2	201	— 4	2
Вознесенск	244	14,4	16,9	200	—44	18
Мятусово	239	12,8	18,7	178	—61	26
Пильва	228	17,0	13,4	236	8	4
Свирьстрой	256	15,3	16,7	213	—43	17
Лесной	250	16,7	15,0	232	—18	7
Пушкин	251	17,2	14,5	239	—12	5
Павловск	236	18,1	13,0	252	16	7
Горький	309	23,1	13,4	321	12	4
Юлово	303	21,3	14,2	29,6	7	2

Примечания. z_1—испарение по графику П. С. Кузина за V—IX; Σd_i — сумма недостатка насыщения за V—IX; $z_2 = 13{,}9\ \Sigma d_i$; $\Delta z = z_2 - z_1$; $\Delta z\% = \frac{z_2 - z_1}{z_2} \cdot 100$.

Данные табл. 6 свидетельствуют о значительных колебаниях величины K (от 13,0 до 18,7), а также и о значительных разностях между величинами z, вычисленными по графику Кузина и по формуле $z_2 = 13{,}9\,\Sigma d_i$, положенной в основу построения этого графика.

Таким образом совершенно очевидно, что коэфициент K в формуле $z_i = Kd_i$ не является постоянной величиной, а меняется в довольно значительных пределах в различных частях зоны избыточного увлажнения.

В какой же мере этот коэфициент является устойчивым во времени? Наилучшим и наиболее убедительным ответом на этот вопрос явилось бы сопоставление результатов надежных непосредственных наблюдений над испарением с поверхности речных бассейнов за отдельные месяцы с данными, полученными по методу Кузина. К сожалению, такого рода данные отсутствуют, и для ответа на поставленный вопрос приходится прибегнуть к данным наблюдений над испарением с поверхности почвы в отдельных пунктах.

В упомянутой ранее работе Кузина [64] для ряда пунктов приводятся многолетние средние значения за отдельные месяцы с мая по сентябрь включительно следующих элементов: дефицит влажности — d, температура воздуха — t, месячный слой испарения с поверхности почвы по наблюдениям при помощи почвенного испарителя Рыкачева — z_1, тот же слой испарения, но определенный по графику Кузина — z_2.

Пользуясь этими данными и приняв редукционные коэфициенты к показаниям испарителя Рыкачева, принятые Кузиным, нетрудно вычислить отношения $K_1 = \frac{z_1}{d_i}$, где z_1 — испарение по данным наблюдений, и $K_2 = \frac{z_2}{d_i}$, где z_2 — испарение по графику Кузина, d_i — среднемесячные значения недостатка насыщения. Результаты таких вычислений приведены в табл. 7.

Приведенные в табл. 7 пределы значений K_1 и K_2 свидетельствуют об очень больших колебаниях этих величин и тем самым опровергают предположение о постоянстве отношения $\frac{z_i}{d_i}$ для отдельных месяцев.

Таблица 7

Пункт наблюдений	K_1	r редукционный коэфициент	K_2
Архангельск	20,0—36,2	0,66	13,2—24,0
Вознесенье	21.4—25,0	0,74	15,8—18,5
Мятусово	19.2—27,5	0,83	15,9—22,8
Пильва	16,5—31,7	0,70	11,6—22,2
Свирьстрой	16,2—30,0	0,94	15,2—22,2
Лесной	19,5—26,5	0,71	13,8—18,8
Пушкин	18,8—23,7	0,73	13,7—17,3
Павловск	15,5—18,1	0,77	11,9—13,9
Горький	13,8—16,2	0,80	11,0—13,0
Юлово	14,1—16,4	0,90	12,7—12,2

Повидимому величины испарения с поверхности почвы, полученные при помощи графика Кузина, не являются фактическими величинами испарения, даже если сумма испарения за весь период вычислена по графику в точном соответствии с действительным испарением.

Еще более убедительным доказательством „фиктивности" указанных месячных величин испарения может служить анализ помесячного распределения испарения с поверхности какого-либо речного бассейна, для которого величина суммарного годового испарения может быть получена из уравнения водного баланса.

Используем для этой цели материалы наблюдений в бассейне р. Пехорки, притока р. Москвы.

По данным Кучинской гидрометеорологической станции [9], годовая сумма осадков в среднем за 9 лет составляет 539 мм (x), годовой сток 185 мм (y) и испарения $z = x - y = 354$ мм. Проделаем те же вычисления, что были приведены для 10 пунктов и результаты которых помещены в табл. 7, иначе говоря вычислим месячные суммы испарения (z_1) по средним месячным значениям средних температур воздуха по графику Кузина и z_2 по формуле $z_2 = 15{,}3\ d_i$, где 15,3— коэфициент, полученный путем деления годовой суммы испарения $z = 359$ мм на сумму средних месячных величин недостатка насыщения воздуха (Σd_i). Результаты этих вычислений приведены в табл. 8.

Таблица 8

Месяцы	t	d	d'	z_1	z_2	Δz мм	$\Delta z\,\%$
I	—10,5	0,3	0,2	3,3	4,6	1,3	28
II	—11,2	0,3	0,2	3,0	4,6	1,6	35
III	— 4,9	0,6	0,7	9,1	9,3	0,2	2
IV	3,3	1,6	1,1	26,4	24,8	— 1,6	— 6
V	12,8	4,1	4,8	66,3	63,6	— 2,7	— 4
VI	15,9	3,9	4,9	68 2	60,4	— 7,8	—13
VII	18,0	3,8	5,0	69,0	58,9	—10,1	—17
VIII	16,4	4,0	4,1	57,6	62,0	4,4	7
IX	10,5	2,7	2,2	31,0	41,8	10,8	26
X	4,6	1,0	1,2	16,7	15,5	— 1,2	— 7
XI	0,3	0,6	0,7	9,3	9,3	0,0	0
XII	— 8,6	0,3	0,2	2,5	4,6	2,1	46
Σ	—	23,2	25,3	359,4	362,4	3,0	1

Примечания. t—среднемесячная температура воздуха, d—среднемесячные величины недостатка насыщения воздуха в миллиметрах, d'—то же, но полученные по графику Кузина, z_1—месячные величины испарения в миллиметрах по графику Кузина, z_2—то же, но вычисленные по формуле $z_2 = 15{,}3\ d_i$, $\Delta z = z_2 - z_1$, $\Delta z\,\% = \frac{\Delta z}{z_2} \cdot 100\,\%$.

Значения Δz то положительны, то отрицательны и достигают величин, далеко выходящих за пределы допустимых погрешностей.

Таким образом можно полагать, что график Кузина ни в коем случае не дает возможности определить по средним месячным температурам воздуха сумму испарения для отдельных месяцев. Тем более это справедливо по отношению к отдельным месяцам отдельных лет или каким-либо другим промежуткам времени.

П. С. Кузин в качестве довода о соответствии месячных сумм испарения, подсчитанным по предложенному им методу, действительным потерям на испарение указывает на то обстоятельство, что годовая сумма испарения, полученная как сумма месячных величин, совпадает или незначительно отличается от фактической годовой величины испарения.

Довод этот вовсе не убедителен. В самом деле, если принять совершенно произвольное и неверное предположение, что $z_i = a = \text{const}$, т. е., что величина испарения за любой месяц любого года остается постоянной и при этом равной $\frac{z_г}{12}$, где $z_г$ — многолетняя средняя величина испарения за год, то и в этом случае годовая сумма испарения, подсчитанная по ежемесячным данным отдельных лет, в точности совпадает с многолетней средней суммой испарения.

Это совпадение ни в коем случае не может служить доказательством справедливости неверной формулы:

$$z_i = \frac{z_г}{12} = \text{const}.$$

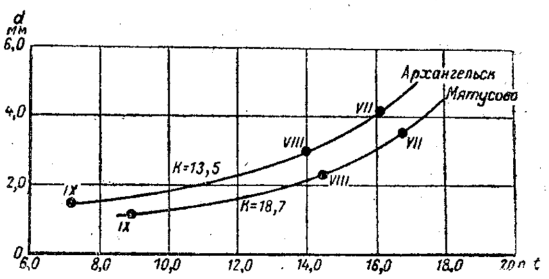


Рис. 7. График зависимости d от t для ст. Архангельск и Мятусово.

Таким образом, казалось бы, что график Кузина, построенный им по данным бассейна р. Волги до г. Ярославля, может быть применен исключительно для подсчета многолетнего среднего годового испарения и стока только для этого бассейна.

Однако применение этого графика и к другим бассейнам в зоне избыточного увлажнения, как показал это Кузин [65], дало отличные результаты.

В чем же кроется причина такого рода противоречия? Она заключается в своеобразных компенсационных свойствах графика, сущность которых сводится к следующему:

1) чем большие значения принимает коэфициент $K = \frac{\Sigma z_i}{\Sigma d_i}$, тем меньшие значения d_i соответствуют данной температуре воздуха;

2) отклонения вычисленных величин испарения за отдельные месяцы от фактических принимают то положительные, то отрицательные значения и в годовой сумме взаимно компенсируются.

Первое свойство хорошо иллюстрируется рис. 7, на котором построены графики зависимости d_i от t_i для двух пунктов: Архангельск ($K = 13{,}0$) и Мятусово ($K = 18{,}7$) за июль — сентябрь (нижняя ветвь графика П. С. Кузина). Построение только нижней ветви графика (VII—IX) объясняется желанием не загромождать рисунка большим количеством линий.

При $t = 14{,}0$, $d_{Арх} = 2{,}95$, $d_{Мят} = 2{,}1$. Соответственно с этим $z_{i,Арх} = 2{,}95 \times 13{,}5 = 39{,}8$ мм, для Мятусово $z_i = 2{,}1 \times 18{,}7 = 39{,}3$ мм; по формуле $z_i = 13{,}9\ d_i$, получим: $z_{i,Арх} = 41{,}0$, $z_{i,Мят} = 29{,}2$ мм.

Интересно отметить, что в данном случае имеет место приближенное равенство

$$\frac{K_{Арх}}{K_{Мят}} = \frac{d_{Мят}}{d_{Арх}}, \quad \frac{K_{Арх}}{K_{Мят}} = 0{,}72, \quad \frac{d_{Мят}}{d_{Арх}} = \frac{2{,}1}{2{,}95} = 0{,}71.$$

Второе свойство графика Кузина было рассмотрено выше.

Однако можно предполагать, что первое компенсационное свойство графика Кузина не одинаково по своим количественным свойствам для различных частей

зоны избыточного увлажнения и что при очень значительных отклонениях величины K от 13,9 (величина принятая для построения графика Кузина) отклонения от величины испарения, вызванные этим различием, не будут в полной мере компенсироваться различным характером соотношений между d_i и t_i.

Это предположение получило хорошее подтверждение в работе Н. Г. Конкиной [53]. По приведенным в этой работе данным коэфициент K принимает для р. Сула значение, равное 6,5, для р. Кулой — 7,5. Для этих рек подсчеты стока дают более грубые ошибки, чем это было обнаружено П. С. Кузиным при проверке им своего графика.

Можно предполагать, что получение столь больших ошибок, при вычислении стока рек, расположенных в северных равнинных районах, при пользовании методом Кузина, объясняется не только недостатками этого метода. Весьма вероятно, что причина столь значительных ошибок заключается еще и в том, что в этих районах данные об атмосферных осадках сильно преуменьшены, вследствие неудовлетворительности современной методики измерения осадков, выпадающих в твердом виде. В рассматриваемых же районах величину этой ошибки при измерении осадков следует ожидать бо́льшей, чем для более южных районов.

Принимая во внимание указание Б. И. Срезневского о том, что „быстрота испарения" зависит от величины относительной, а следовательно, и абсолютной влажности, можно ожидать, что между значениями K в формуле П. С. Кузина и среднегодовой абсолютной влажностью должны существовать определенные соотношения, подобные тому, как это имеет место для A и f в формуле Э. М. Ольдекопа.

В табл. 9 приведены значения f и K для 30 речных бассейнов. Следует иметь в виду, что так как для большинства бассейнов величина Σd_i определялась по средним значениям d_r, заимствованным из работы А. А. Красовского [58], по формуле $\Sigma d_i = 12 d_r$, то величины K в этой таблице носят приближенный характер.

Таблица 9

№ п/п.	Река	Пункт наблюдений	x	y	z	K	f
1	Волхов	Гостинополье	574	234	340	14,9	4,2
2	Луга	Поречье	600	274	326	14,8	4,2
3	Ловать	Холм	580	205	375	16,4	4,6
4	Мста	Светичи	597	255	342	14,6	4,0
5	Москва	Бабьегородская плотина	549	177	372	15,5	4,2
6	Пехорка	Кучино	544	185	359	15,5	4,1
7	Западная Двина	Витебск	610	267	343	14,5	4,3
8	Припять	Мозырь	569	122	447	15,5	5,0
9	Десна	Чернигов	550	126	424	14,1	4,5
10	Сож	Гомель	570	173	397	15,4	4,6
11	Днепр	Киев	563	131	432	15,0	4,7
12	Ока	Орел	555	129	426	14,8	4,1
13	Ока	Кашира	570	199	371	12,9	3,8
14	Ока	Горбатов	530	165	365	13,2	3,8
15	Шексна	Вахново	560	268	292	14,3	3,7
16	Кострома	устье	560	228	332	14,2	3,7
17	Унжа	Кологрив	550	257	293	12,2	3,2
18	Унжа	Макарьев	558	228	330	13,7	3,3
19	Унжа	устье	570	240	330	13,4	3,4
20	Ветлуга	устье	537	211	326	12,9	3,3
21	Нева	Шлиссельбург	570	293	277	14,0	3,8
22	Сандалка	Сопуха	500	248	252	14,0	3,8
23	Свирь	Пиркиничи	556	299	257	13,1	3,5
24	Онега	Надпорожье	551	307	244	12,0	3,5
25	Сухона	Камчуг	530	290	240	10,6	3,4
26	Вага	Леховская	530	304	226	10,1	3,4
27	Вычегда	Парч	445	259	186	7,7	2,2
28	Вычегда	Сыктывкар	524	296	228	10,3	2,2
29	Северная Двина	Абрамково	558	296	262	11,4	3,1
30	Пинега	Кулогоры	517	344	173	7,5	3,0

Данные табл. 9 использованы для построения графика (рис. 8). Табл. 9 и рис. 8 отчетливо свидетельствуют о наличии приближенной прямой зависимости между K и f. Еще более отчетливо эта зависимость выражается для средних значений f и K, разбитых по интервалам по f (рис. 9).

Отсюда понятны и компенсационные свойства графика Кузина. В самом деле' если, при данном значении недостатка насыщения d, в одном речном бассейне $\frac{z_1}{\Sigma d_i} = K_1$, а абсолютная влажность, точнее разность $\varepsilon_{t_2} - d = f$, в другом $\frac{z_2}{\Sigma d_i} = K_2$, и причем $K_1 > K_2$, то, следовательно, и $f_1 > f_2$.

Максимальная упругость водяных паров, насыщающих пространство при температуре воздуха t_1, для первого бассейна $E_{t_1} = d + f_1$, и при температуре воздуха t_2 для второго бассейна $E_{t_2} = d + f_2$.

Следовательно, $E_{t_1} > E_{t_2}$ а стало быть, и $t_1 > t_2$. Иначе говоря, при одном и том же значении недостатка насыщения d в первом бассейне $t_1 > t_2$ или при $t_1 = t_2$, очевидно, $d_1 < d_2$.

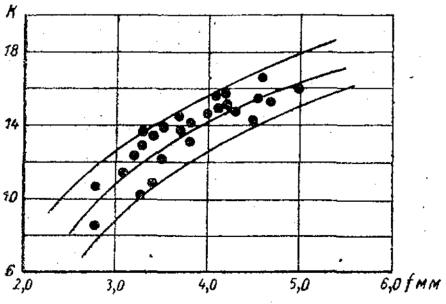


Рис. 8. График зависимости параметра K в формуле П. С. Кузина от среднегодовой абсолютной влажности воздуха (f).

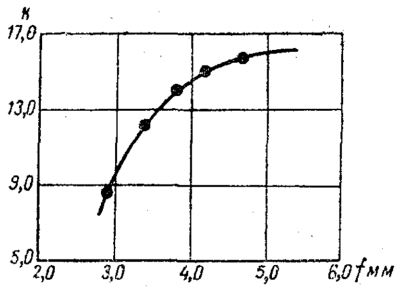


Рис. 9. График зависимости осредненных значений параметра K от осредненных значений f.

Таким образом ясно, что при $K_1 > K_2$ одной и той же температуре воздуха в первом бассейне соответствуют меньшие значения d, чем во втором. В этом-то как раз и заключается компенсационное свойство графика Кузина.

Изложенный анализ метода Кузина позволяет притти к заключению о том, что этот метод вполне приемлем для расчета среднего многолетнего стока рек и вместе с тем вовсе непригоден для суждения о потерях на испарение как за отдельные годы, так, тем более, и за менее длительные периоды (сезоны, месяцы).

Самый же существенный вывод из анализа рассматриваемого метода заключается в том, что испарение с поверхности речных бассейнов зависит не только от термического, но и гигрометрического режима воздуха. Вместе с тем очевидно, что для целей практического расчета годовой суммы испарения в зоне избыточного увлажнения влиянием атмосферных осадков можно пренебречь, хотя, вероятно, после отдельных наиболее засушливых периодов атмосферные осадки способствуют усилению испарения с поверхности почвы и транспирации растений.

Если вычисление месячных сумм испарения при пользовании методом Кузина представляет собой некоторую промежуточную и вспомогательную операцию, то невольно возникает мысль, нельзя ли обойтись без этой операции или, во всяком случае, упростить и ускорить ее?

Реализация этой идеи принадлежит Н. Г. Конкиной, предложившей в своей работе, посвященной стоку рек Северного Края [51], номограмму для расчета среднего многолетнего годового испарения в зависимости только от двух аргументов: средней летней — $t_л$ (IV—IX) и средней зимней — $t_з$ (X—III) температуры воздуха. Номограмма Конкиной (рис. 10) дала вполне удовлетворительные результаты для подсчета.

Описанный метод (Кузина) расчета испарения с поверхности речных бассейнов применим только к зоне избыточного увлажнения. Автор рассмотренного исследования совершенно правильно указывает на то, что в зоне недостаточного увлажнения значительная роль в процессах испарения, в отличие от зоны избыточного увлажнения, должна принадлежать атмосферным осадкам. В соответствии с этим Кузин устанавливает по данным для 40 речных бассейнов зависимость вида:

$$K = ax^2, \qquad (16)$$

где K — отношение годовой суммы испарения к годовому значению недостатка насыщения, x — годовая сумма атмосферных осадков, a — некоторый параметр, меняющийся в пределах от 0,000477 до 0,000654. П. С. Кузин принимает для трех различных районов различные значения параметра a, в соответствии с чем и уравнение (16) принимает для каждого из районов следующий вид:

Донецкий каменноугольный бассейн

$$K = 0{,}000488\,x^2 \qquad (17)$$

Украина и бассейн Дона

$$K = 0{,}000565\,x^2 \qquad (18)$$

Заволжье

$$K = 0{,}000640\,x^2 \qquad (19)$$

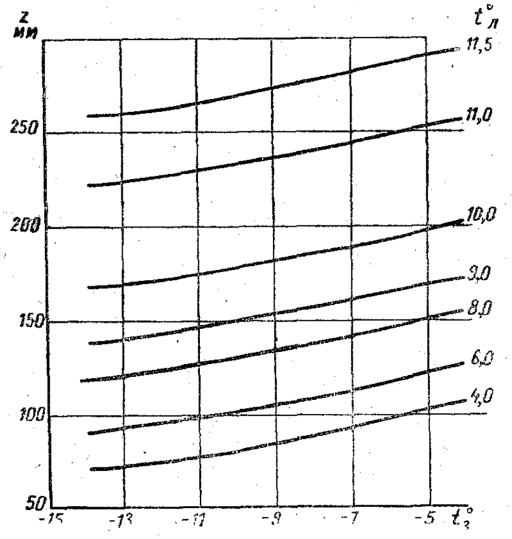


Рис. 10. Номограмма Н. Г. Конкиной для расчета годовой суммы испарения (z) с поверхности речных бассейнов Северного Края от средних температур воздуха летнего ($t_л$) и зимнего ($t_з$) полугодий.

Уравнения (16 — 19) носят эмпирический характер и имеют интерполяционное значение. Это с несомненностью следует из того, что формула (16) не удовлетворяет вовсе требованиям размерности, физический же смысл параметра a вовсе непонятен. В самом деле, так как $a = \frac{K}{x^2}$, то $[a] = \frac{[K]}{[x^2]} = \frac{1}{\frac{[L^2]}{[T]^2}} = \frac{[T^2]}{[L^2]}$. По признаку размерности параметр a представляет собой какую-то величину, выражающую квадрат отношения некоторого промежутка времени к некоторой линейной величине.

Наконец, вовсе непонятен скачок в значении этого параметра при переходе от одного района к другому. Все сказанное позволяет притти к заключению, что гораздо рациональнее пользоваться непосредственной интерполяцией стока по карте стока, чем интерполяционными формулами, предложенными Кузиным для подсчета среднего многолетнего испарения z и стока y для речных бассейнов в зоне недостаточного увлажнения.

Одним из последних по времени исследований, посвященных вопросу о влиянии климатических факторов на величину среднего многолетнего стока, является работа В. Вундта [132].

Вундт собрал обширный материал по 250 различным бассейнам, расположенным в самых разнообразных ландшафтных условиях земного шара, и, пользуясь данными о средних многолетних величинах: годовых сумм атмосферных осадков, стока, испарения, полученного как разность между годовыми суммами атмосферных осадков и стока, и средних годовых температур воздуха,—предложил 3 номограммы, выражающие зависимость между испарением и перечисленными климатическими факторами.

Каждая из этих номограмм представляет собой систему кривых, выражающих зависимость между двумя какими-либо из рассматриваемых элементов при постоянном значении третьего.

На рис. 11 помещена одна из таких номограмм Вундта. Здесь каждая из кривых выражает зависимость годового слоя испарения от годовых сумм атмосферных осадков при данной средней годовой температуре воздуха, значения которой надписаны над каждой кривой. Предельное положение этих кривых определяется прямой линией, проходящей через начало координат под углом в 45° к оси x-ов и соответствующей случаю, когда вся годовая сумма атмосферных осадков затрачивается на испарение, или когда $x = z$. Каждая из рассматриваемых кривых обладает свойствами аналогичными тем, которые присущи кривым, выраженным уравнениями Ольдекопа и Шрейбера. Увеличение испарения согласно этим кривым происходит вместе с увеличением годовых сумм осадков только до некоторого предела, соответствующего максимально возможному испарению с поверхности

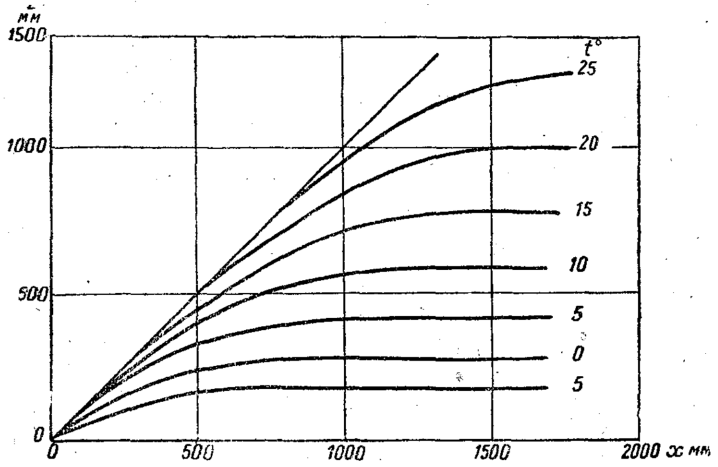


Рис. 11. Зависимость годовой суммы испарения (z) с поверхности речных бассейнов от годовых сумм атмосферных осадков (x) и среднегодовых температур воздуха (t) (по В. Вундту).

данного бассейна. Эта величина максимально возможного испарения находится, по мнению Вундта, в прямой зависимости от средней годовой температуры воздуха.

Интересно сопоставить величины максимально возможного испарения с поверхности речных бассейнов по данным Ольдекопа, Шрейбера и Вундта. Такое сопоставление приведено в табл. 10 для 5 речных бассейнов с различными средними температурами воздуха от 1,4 до 6,8°.

Таблица 10

Река	Пункт наблюдений	Сумма осадков за год, в мм	Сток за год, в мм	Испарение за год, в мм	Среднегодовая температура	Максимально возможное испарение, в мм		
						по Ольдекопу	по Шрейберу	по Вундту
Свирь	Пиркиничи	556	299	257	1,4	265	345	321
Кострома	Устье	560	228	332	2,9	365	503	365
Западная Двина	Витебск	610	267	343	4,3	369	503	400
Сож	Гомель	570	173	397	5,3	477	680	430
Припять	Мозырь	569	122	447	6,8	612	876	484

Из данных табл. 10 видно, что максимально возможные величины испарения по Вундту в большинстве значительно отличаются от соответствующих величин z_0 по Ольдекопу и a по Шрейберу.

Основные положения, к которым приходит Вундт в рассматриваемой работе, могут быть сформулированы следующим образом. Величина среднего многолетнего стока речного бассейна определяется как разность между годовой суммой осадков и испарения, а следовательно, она находится в зависимости от годовой суммы атмосферных осадков и тех климатологических факторов, которые определяют величину годового испарения.

Основными факторами, определяющими годовую величину испарения, являются: годовая сумма атмосферных осадков и среднегодовая температура воздуха. Количественные соотношения между этими элементами, как уже указывалось, могут быть выражены соответствующими графиками.

Закономерности, выражаемые этими графиками, носят обобщенный характер, так как они относятся к самым разнообразным речным бассейнам, расположенным в различных ландшафтных условиях.

Последнее обстоятельство неизбежно обуславливает возможность отклонений от рассматриваемых закономерностей с различной степенью резкости. При этом очевидно, что чем меньше площадь бассейна, тем в большей мере на величину испарения и стока будут оказывать влияния прочие, не климатические факторы (геологическое строение, характер почвы, рельеф, густота речной сети и т. п.) и тем, следовательно, больших отклонений от установленных закономерностей можно ожидать в соотношениях между испарением и климатическими факторами.

Таблица 11

Площадь бассейна, в км²	Отклонение вычисленных испарений от фактических, ± мм	Число случаев
10 000	36	73
10 000—1 000	50	70
1 000—100	64	31
100—10	81	12
10	186	5

Напротив, в крупных речных бассейнах, где эти различия сглаживаются и их влияние на испарение и сток взаимно компенсируются, закономерности, выраженные схемами Вундта, выявляются наиболее отчетливо, и отклонения от них становятся менее вероятными и принимают меньшие значения, чем для малых речных бассейнов.[1]

Последнее положение отчетливо подтверждается данными табл. 11, заимствованной у Вундта.

Выводы Вундта носят обобщенный характер и с этой точки зрения особых замечаний не вызывают. Отдельные детали, однако, требуют некоторых коррективов.

Прежде всего, как было уже показано при анализе формулы Э. М. Ольдекопа, метода П. С. Кузина, влияние испарения при прочих равных условиях зависит не только от температуры воздуха, но и от его гигрометрического состояния, которое не только не полностью но и не всегда однозначно определяется температурными условиями.

Наконец, средняя годовая температура воздуха не является достаточно показательной характеристикой температурного режима всего годового периода. Одна и та же средняя годовая температура может наблюдаться в пунктах с резко отличающимся друг от друга годовым ходом температур, а следовательно, и различными потерями на испарение. Это различие усиливается по мере усиления континентальности климата.

В табл. 12 приведены результаты подсчета годовой величины испарения по графику Кузина для двух метеорологических станций: Вышний Волочок и Порецкое. Оба пункта расположены в зоне, для которой подсчеты испарения по графику Кузина дают хорошие результаты. Средняя годовая температура для обоих пунктов равна 3,4°, годовая сумма атмосферных осадков —510 мм. В соответствии с этим годовой слой испарения для обоих пунктов должен быть по Вундту одинаковым и величина его определяется по графику (рис. 11) равной 300 мм.

[1] Вундт более упрощенно излагает свои основные положения. Правильная и значительно более углубленная трактовка закономерностей, выражаемых графическими схемами Вундта, принадлежит М. И. Львовичу [69].

Таблица 12

Подсчет испарения по графику П. С. Кузина

Месяцы	Вышний Волочок		Порецкое	
	t	z	t	z
I	— 9,9	3,7	—13,1	2,3
II	— 8,7	4,6	—10,8	3,1
III	— 4,8	9,2	— 5,7	7,8
IV	3,0	25,5	3,9	28,2
V	10,8	55,5	13,0	67,5
VI	14,8	60,3	17,1	77,8
VII	17,2	63,0	19,6	82,4
VIII	15,0	49,0	17,1	62,2
IX	9,8	28,7	10,7	31,6
X	3,6	14,7	3,3	13,9
XI	— 2,6	5,9	— 4,2	4,7
XII	— 7,5	2,9	— 2,6	2,2
Среднее	3,4	—	3,4	—
Сумма	—	323	—	384

Таким образом годовая сумма испарения при одинаковых температурах и годовых суммах атмосферных осадков в Порецком на 61 мм, или на 19%, больше, чем в Вышнем Волочке, и на 84 мм, или на 28%, больше, чем по графику Вундта. Причина столь значительных различий в полученных величинах испарения понятна. При прочих условиях температуры летнего периода в Порецком значительно выше, чем в Вышнем Волочке.

Б. Г. Ивановым [44] была предложена треугольная номограмма (рис. 12) для определения испарения и стока в зависимости от годовых сумм атмосферных осадков и упругости паров, насыщающих пространство при средней годовой температуре воздуха. Номограмма построена по данным 270 речных бассейнов и отличается от графиков Вундта заменой среднегодовой температуры воздуха максимальной упругостью паров, насыщающих пространство при этой температуре, и несколько иной формой этой номограммы (треугольник). По совершенно справедливому замечанию Б. Г. Иванова, „годовое испарение определяется по графику не для средних микроландшафтов (отдельных полян, рощ, болот, заливных лугов и т. д.), а для крупных ландшафтных областей. В этом случае z представляет среднее суммарное испарение со всей площади, включая все микроландшафты“ [44, стр. 407].

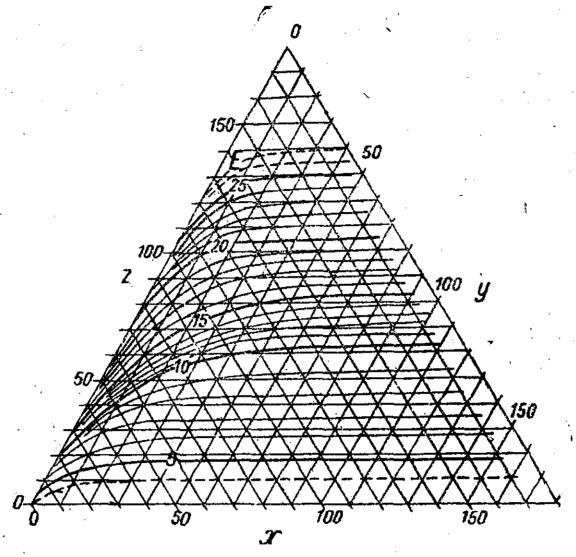


Рис 12. Номограмма Б. Г. Иванова для определения испарения (z) и стока (y) с земной поверхности в различных ландшафтных зонах в зависимости от годовых сумм атмосферных осадков (x) и упругости насыщающих паров (E).

Влияние климатических факторов на коэфициент стока рек

Как указывалось в начале настоящей главы, часть исследований по вопросу о влиянии климатических факторов на величину среднего многолетнего стока рек была направлена в сторону установления зависимости между коэфициентом стока и климатическими факторами.

Между этими категориями исследований, в сущности говоря, нет принципиальной разницы. В самом деле, если бы удалось установить между коэфициентом стока и климатическими факторами зависимость вида

$$\eta = f(x, t \ldots), \tag{20}$$

то, так как $\eta = \frac{y}{x}$, то, очевидно, $y = xf(x, t \ldots)$, или $y = \varphi(x, t \ldots)$.

Первым из указанной категории работ является исследование М. А. Великанова и Д. Л. Соколовского [16]. Основываясь на данных об атмосферных осадках, стока и недостатка насыщения по 14 равнинным речным бассейнам СССР и отчасти Западной Европы за период от 5 до 38 лет, авторы пришли к заключению, что основным климатическим фактором, определяющим величину многолетнего коэфициента стока, является многолетний средний недостаток насыщения d, и предложили формулу зависимости между этими элементами, имеющую вид:

$$\eta = 1 - \sqrt{\frac{d}{d_{max}}}, \tag{21}$$

где η — многолетний средний коэфициент стока, d — средний многолетний недостаток насыщения влагой воздуха, d_{max} — максимально возможный недостаток насыщения, при котором сток в бассейне прекращается.

По графику зависимости между η и d авторы приняли $d_{max} = 4{,}7$ мм[1].

Нетрудно убедиться в том, что формула (21) имеет чисто интерполяционное значение. В самом деле, $\eta = 1 - \sqrt{\frac{d}{4{,}8}}$, откуда $y = x - x\sqrt{\frac{d}{4{,}8}}$, а

$$z = x\sqrt{\frac{d}{4{,}8}}, \tag{22}$$

где z — многолетняя средняя величина испарения с поверхности речного бассейна. Формула (22) свидетельствует о том, что при некотором постоянном значении d величина годового испарения z непрерывно и монотонно растет вместе с увеличением количества осадков x, что, несомненно, вовсе не соответствует действительности. Э. М. Ольдекоп достаточно отчетливо показал, что в любом речном бассейне величина z растет с увеличением x только до некоторого предела, после которого при дальнейшем росте x годовая сумма испарения остается постоянной.

Формула (22) соответствует семейству прямых линий, отвечающих различным значениям углового коэфициента $\sqrt{\frac{d}{4{,}8}}$. В тех случаях, когда прямые незначительно расходятся с отдельными участками соответствующих кривых, из семейства кривых, отвечающих уравнению Ольдекопа $z = z_0 \operatorname{th}\frac{x}{z_0}$, формула (22) будет давать удовлетворительные результаты. Когда же расхождение между прямыми линиями М. А. Великанова, Д. Л. Соколовского и кривыми Э. М. Ольдекопа будут велики, — формула (22) будет давать крупные ошибки.

В справедливости сказанного нетрудно убедиться следующим образом.

---

[1] В последующем величина d_{max} принята равной 4,8 мм.

Выберем из табл. 4 упомянутой работы [16] речные бассейны, для которых $d = 1{,}9$ мм. Данные об атмосферных осадках (x), стоке (y), испарении (z), максимально возможном испарении (z_0) для 8 таких речных бассейнов сведены в табл. 13.

Таблица 13

Средние многолетние значения x, y, z и z_0 речных бассейнов, для которых $d = 1{,}9$ мм

Река	Пункт наблюдений	x	y	z	z_0
Волхов	Гостиннополье	574	234	340	372
Ловать	Холм	580	205	375	429
Пехорка	Кучино	544	185	359	409
Западная Двина	Витебск	610	267	343	369
Сухона	Камчуг	530	290	240	247
Вага	Леховская	530	304	226	229
Северная Двина	Абрамково	558	296	262	271
Волга	Ярославль	560	240	320	346

Для всех этих речных бассейнов по Великанову и Соколовскому

$$z = x\sqrt{\frac{1{,}9}{4{,}8}} = 0{,}629\,x. \qquad (23)$$

На рис. 13 изображены 6 кривых, отвечающих уравнению $z = z_0 \operatorname{th}\frac{x}{z_0}$, при различных значениях z_0, в соответствии с данными табл. 13.

На этом же рисунке построена прямая линия (I), соответствующая уравнению (23). В тех случаях, когда ординаты этой прямой при заданных величинах x принимают значения, близкие ординатам кривой, на которой расположены точки, соответствующие данным об осадках и испарения рассматриваемых бассейнов, формула дает удовлетворительные результаты. В противном случае расхождения между действительными и вычисленными значениями z могут быть весьма значительными, при этом они тем больше, чем ближе величина z (фактическое испарение) к z_0 (максимально возможное испарение).

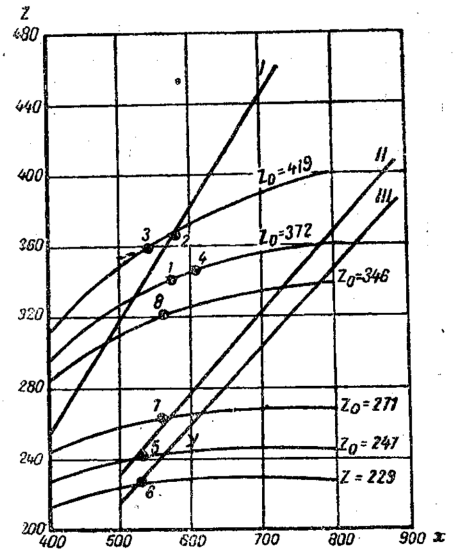


Рис. 13.

Вот почему формула Великанова — Соколовского, как это уже неоднократно отмечалось в литературе, совершенно непригодна для определения коэфициента речного стока в бассейнах рек Северного Края [98, 51]. В этом районе фактическое испарение довольно близко к максимально возможному. По этой причине кривая зависимости испарения от годовых сумм атмосферных осадков носит пологий характер и наклонена, следовательно, под весьма малым углом к оси x, в то время, как прямая линия, соответствующая уравнению Великанова — Соколовского, характеризуется большим угловым коэфициентом, а следовательно, и быстрым нарастанием величины испарения с увеличением количества осадков.

Аналогичный характер носят и последующие попытки С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [59] и Б. В. Полякова [87] установить зависимость многолетнего

коэфициента годового стока рек от недостатка насыщения. Крицкий и Менкель, основываясь на данных о стоке, атмосферных осадках и недостатке насыщения по 25 речным бассейнам, расположенным в различных ландшафтных зонах СССР, предложили следующую формулу расчета нормального коэфициента стока:

$$\eta = \frac{11}{d^3\sqrt{d+11}}. \qquad (24)$$

Формула, предложенная Поляковым, имеет вид:

$$\eta = \frac{9}{d^3+9}. \qquad (25)$$

Нетрудно убедиться в том, что обе формулы имеют чисто интерполяционное значение. В самом деле, очевидно, что при $d = \text{const}$ зависимость среднего многолетнего испарения z от климатических факторов будет выражена для обоих формул уравнениями прямых линий, обладающих, в сущности говоря, теми же недостатками, что и аналогичные уравнения первого порядка, полученные выше из формулы Великанова — Соколовского. Так, для рассмотренного ранее частного случая, когда $d = 1{,}9$ мм, формула (24) преобразуется в уравнение

$$z = 0{,}462\ x, \qquad (26)$$

формула (25) — в уравнение

$$z = 0{,}432\ x. \qquad (27)$$

Обе эти прямые линии изображены на рис. 13 (*II, III*). Очевидно, что области применения этих прямых и прямой Великанова — Соколовского для определения величины z различны в зависимости от того, в какой мере углы наклона этих прямых к оси x при данном значении d отличаются от углов наклона кривых $z = z_0 \operatorname{th}\frac{x}{z_0}$ при этом же значении d.

Последние две прямых при $d = 1{,}9$ будут давать лучшие результаты для северных районов, где увеличение z с ростом x происходит замедленно и, напротив, худшие результаты для южных районов, где рост z с увеличением x происходит более интенсивно.

Справедливость сказанного хорошо подтверждается данными табл. 14, в которой приведены результаты вычисления z по каждой из трех рассмотренных формул для 8 бассейнов.

Таблица 14

Река	Пункт наблюдений	z, в мм, вычисленное по формулам			z, в мм, фактическое
		23	26	27	
Волхов	Гостинополье	365	265	248	340
Ловать	Холм	369	268	251	375
Пехорка	Кучино	346	251	235	359
Западная Двина	Витебск	388	282	264	343
Сухона	Камчуг	337	245	229	240
Вага	Леховская	337	246	229	226
Северная Двина	Абрамково	355	258	241	262
Волга	Ярославль	356	259	242	320

Формулы Менкеля — Крицкого и Полякова дают лучшие результаты для северных районов, Великанова и Соколовского — для более южных (при $d = 1{,}9$ мм).

Б. В. Поляков [88], стремясь улучшить приведенную ранее формулу зависимости η от d, придал ей в дальнейшем следующий вид:

$$\eta = K\frac{9}{d^3+9}. \qquad (28)$$

Для получения поправочного коэфициента K Поляков построил карту изолиний этого коэфициента (рис. 14).

Распределение изолиний на этой карте носит своеобразный характер. Непонятно, например, каким образом одно и то же значение параметра K свойственно низо-

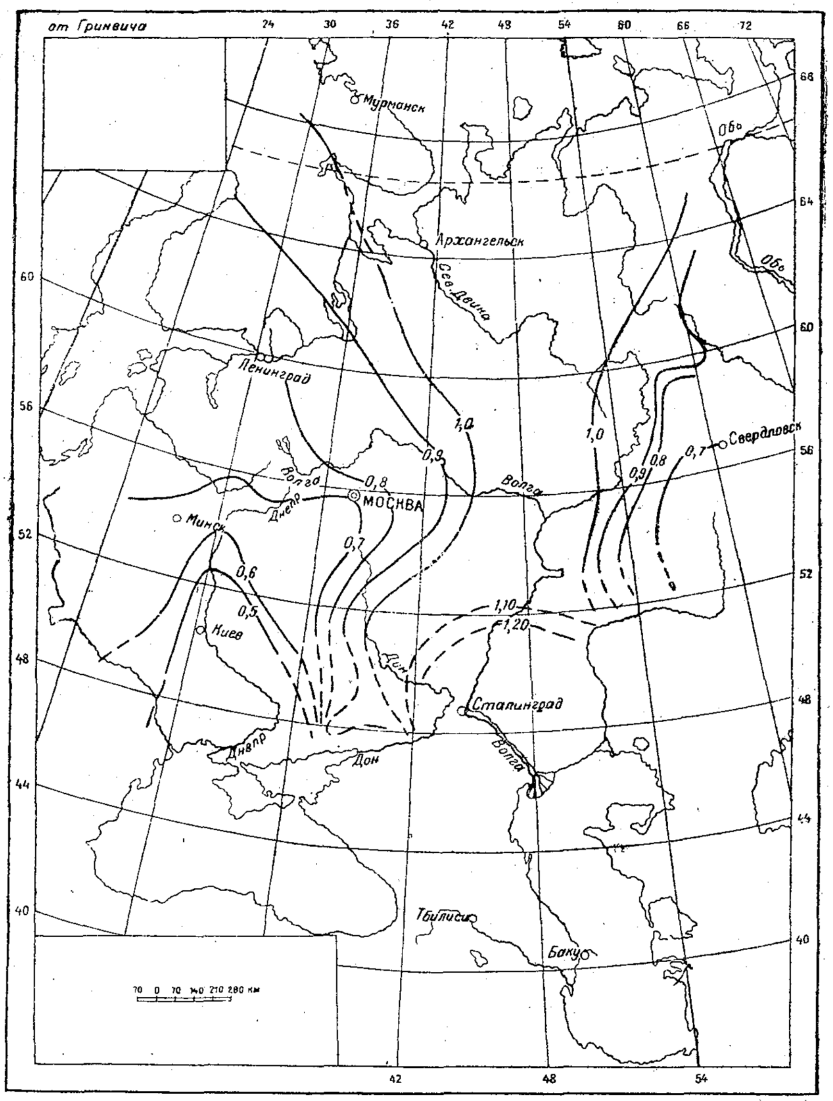


Рис. 14. Карта изолиний параметра K в формуле Б. В. Полякова.

вьям р. Дона и бассейну р. Онеги ($K = 1{,}0$) или каким образом могло случиться, что изолиния $K = 0{,}9$, начинаясь несколько юго-восточнее Самарской луки, поднимается на север вдоль Уральского хребта, пересекает его только южнее 60-й параллели, вновь поднимается на север уже по ту сторону Уральских гор и заканчивается на левобережье нижней Оби, объединяя таким образом совершенно различные в физико-географическом отношении районы. Формулу (28) следует рассматривать как грубо эмпирическую, в которой коэфициент K не имеет физического смысла.

Б. Д. Зайковым в его работе, посвященной гидрографии Заволжья [34], приводится следующая формула, выражающая зависимость коэфициента среднего многолетнего стока от недостатка насыщения влагой воздуха:

$$\eta = m^d. \tag{29}$$

В этой формуле η — средний многолетний коэфициент стока, d — средний годовой недостаток насыщения, m — некоторый параметр, зависящий, по мнению Зайкова, от сочетания величин недостатка насыщения и годовых сумм атмосферных осадков. Зайков рекомендует следующие значения параметра m:

m	d	x
0,64	3,6—4,6	290—400
0,63	3,4—3,5	около 400
0,62	2,7—3,3	свыше 400

Географическими границами пользования указанными параметрами являются: с запада и юго-запада — Средне-Русская возвышенность, с востока — р. Урал, с севера — рр. Ока, Волга, Кама и с юга — Прикаспийская низменность и северная часть Ергеней. Сказанное хорошо определяет интерполяционный и локальный характер рассматриваемой формулы. Автор ее и сам придает своей формуле именно такое значение и совершенно правильно указывает на то, что „влияние климатических факторов на коэфициент стока не исчерпывается только одним дефицитом, но зависит еще от ряда других факторов, как-то: термических условий зимнего периода, распределения осадков в году, высоты снежного покрова, интенсивности развертывания весны и др." [34, стр. 37].

Рассмотрение работ, посвященных вопросу о влиянии климатических факторов на средний многолетний речной сток, позволяет притти к заключению, что главнейшие черты этого влияния можно считать установленными. Однако ряд деталей требуют уточнений и дополнительных исследований и вместе с тем, что самое главное, более отчетливых принципиальных формулировок.

Как же можно в итоге сформулировать основные положения по этому вопросу? Они могут быть сведены к следующему. Климатические факторы являются основными факторами, влияющими на процессы формирования речного стока. Вместе с тем следует иметь в виду, что это влияние происходит на общем фоне воздействия общих ландшафтных условий на процессы стока в тех или иных речных бассейнах. Физические законы, управляющие явлениями стока рек, являются всюду неизменными, но количественные соотношения между величиной стока и влияющими климатическими факторами будут принимать различные формы, в зависимости от изменения прочих физико-географических условий.

Строго говоря, эти соотношения почти всегда должны носить либо локальный характер, в смысле различия между ними для тех или иных речных бассейнов, расположенных в различных ландшафтных зонах, либо обобщающий, в смысле возможности применения их к некоторым средним ландшафтным условиям (схема В. Вундта, Б. Г. Иванова).

Тогда неизбежно вытекает понятие о „климатическом стоке", введенное в гидрологию М. И. Львовичем [69]. Под этим термином следует понимать сток, размеры которого определяются климатическими условиями, и только ими. Отклонение фактического стока от климатического и представляет собой показатель влияния прочих (кроме климатических) физико-географических факторов на процессы формирования речного стока.

Очевидно, что со строго принципиальной точки зрения нет возможности установить совершенно точные количественные соотношения между величиной среднего многолетнего стока рек и климатическими факторами, и неточность этих соотношений ни в коем случае не следует относить только за счет недостатка и неполноты наблюдений или неудачно подобранной формулы связи.

Основными климатическими факторами, влияющими на величину среднего многолетнего стока рек, являются атмосферные осадки, как потенциальная возможность

возникновения и развития процесса стока (приходная часть водного баланса), и температура и гигрометрическое состояние воздуха, как факторы, определяющие потери на испарение (расходная часть водного баланса).

Вместе с тем следует иметь в виду, что чем больше по своим размерам речной бассейн, тем больше для этого бассейна преобладает влияние климатических факторов на сток по сравнению с влиянием прочих физико-географических факторов. И, наоборот, для малых речных бассейнов при равных климатических условиях значительно возрастает роль прочих физико-географических факторов.

Атмосферные осадки представляют собой, как указывалось уже выше, потенциальную возможность стока. Судьба их различна. Часть из них вскоре принимает участие в процессе стока. Часть сохраняется в твердом виде — в бассейнах рек, питание которых происходит за счет снежных запасов. Некоторая доля атмосферных осадков заполняет отрицательные формы рельефа и затрачивается затем отчасти на испарение, отчасти фильтруется в почву, чтобы в дальнейшем испариться либо непосредственно с поверхности почвы, либо путем транспирации растений, отчасти пойти на питание грунтовых вод и затем участвовать в речном стоке.

Американский исследователь Р. Хортон [123] поверхностный сток рассматривает как часть дождевых осадков, которая не поглощается почвой, упустив при этом роль инфильтрации как фактора аккумуляции влаги в бассейне за пределами активного слоя почвы, расходующего влагу на испарение. М. И. Львович [69] совершенно правильно обратил внимание на это упущение Р. Хортона. Он указал, что часть осадков и поверхностного стока, аккумулирующихся в глубоких слоях почвы, не является безвозвратной частью потерь и впоследствии поступает в реку подземными путями.

Условия, в которых протекают процессы испарения с поверхности речных бассейнов, не остаются постоянными в течение года. В различные сезоны года они различны. Осенью, начиная с некоторого момента времени, потери на испарение почти во всех речных бассейнах нашей страны становятся меньше прихода влаги, и начинается процесс накопления ее. В северных районах этот процесс начинается раньше, в южных — позднее. Можно предполагать, что с октября этим процессом охвачена почти вся территория Советского Союза. С этого момента речные бассейны обладают такими запасами влаги, которые полностью обеспечивают возможность реального испарения с их поверхности, и это последнее зависит только от климатических факторов — температуры и гигрометрического состояния воздуха, тем более, что в это время растительность прекратила свою вегетативную деятельность, и процессы испарения ограничиваются испарением с поверхности почвы и воды, а позднее, зимой, с поверхности снега и льда. В конце весны, в начале лета с некоторого момента времени в ряде речных бассейнов интенсивность испарения достигает таких размеров, что потери на испарение начинают превышать приход влаги в виде атмосферных осадков. Запасы влаги зимнего периода в бассейне израсходованы, кроме того, на формирование стока весеннего половодья. В различных речных бассейнах с различной степенью интенсивности начинает наблюдаться процесс истощения запасов влаги. И, наконец, в ряде бассейнов наступает период, когда запасы влаги в нем и приход ее в виде атмосферных осадков не в состоянии обеспечить потенциальную способность речного бассейна к испарению, определяемую главным образом термическим и гигрометрическим режимом воздуха и транспирацией растительности. Время наступления этого периода определяется запасами влаги, накопленными в предшествующий период времени, быстротой расходования их на процессы стока и испарения и интенсивностью процессов инфильтрации.

Таким образом большую часть года почти вся территория СССР находится в состоянии избыточного увлажнения. Границы между зонами избыточного и недостаточного увлажнения стерты. Процессы испарения всюду зависят только от климатических факторов, термического и гигрометрического режима по преимуществу. Эта граница появляется в начале лета и, постепенно перемещаясь с юга на север, принимает устойчивое положение и сохраняет его в течение лета от момента, когда

баланс влаги в ряде бассейнов становится отрицательным, и до момента, когда он вновь принимает положительный характер.

В этот период времени в зоне избыточного увлажнения величина испарения попрежнему определяется главным образом термическими и гигрометрическими условиями, в зоне недостаточного увлажнения — наличием запасов влаги и их размерами. Осенью эта граница вновь начинает перемещаться в обратном направлении — с севера на юг, пока вновь почти вся территория СССР не перейдет в состояние зоны избыточного увлажнения.

В табл. 15 приводятся данные среднемесячных сумм атмосферных осадков месячных величин испарения (по графику Кузина) для трех бассейнов: р. Волги до г. Ярославля (зона избыточного увлажнения), р. Хопра до г. Балашова и р. Еруслана до Красного Кута (зона недостаточного увлажнения).

Таблица 15[1]

Месяцы	р. Волга до г. Ярославля		р. Хопер до г. Балашова		р. Еруслан до Красного Кута	
	x	z	x	z	x	z
X	48,2	13,9	35,3	16,5	40,0	21,2
XI	38,4	5,6	34,5	5,5	19,1	8,5
XII	34,0	2,8	25,3	2,4	14,9	2,3
I	27,5	2,8	21,4	2,6	10,1	2,6
II	23,2	4,2	17,9	3,1	6,8	1,8
III	26,6	8,3	19,0	7,8	9,9	6,5
IV	29,2	25,0	32,2	29,4	19,3	31,5
V	47,5	54,3	33,1	74,1	42,7	84,9
VI	69,6	61,3	56,5	88,0	33,9	107,1
VII	78,0	65,4	65,3	94,0	44,1	94,0
VIII	77,2	48,6	61,7	73,0	31,1	89,0
IX	60,6	27,8	37,9	35,6	30,1	45,5

Примечание. Данные по бассейну р. Волги заимствованы у П. С. Кузина [62], по бассейнам рр. Хопра и Еруслана подсчитаны заново (для р. Хопра за 6 лет, для р. Еруслана за 9 лет).

В бассейне р. Волги почти весь год месячные величины испарения z остаются меньше месячных сумм атмосферных осадков (x). Исключение составляет май месяц, когда $z = 54{,}3$ мм и $x = 47{,}5$ мм, и, следовательно, $z > x$. Превышение z над x составляет всего лишь 6,8 мм, которое несомненно с избытком покрывается запасами влаги, сохранившейся к этому времени в бассейне р. Волги. В бассейне р. Хопра возможное испарение в мае более чем в 2 раза превышает сумму осадков этого месяца и отличается от него на 41,0 мм. Накопление запасов влаги в бассейне р. Хопра начинается в сентябре, когда $z_{IX} < x_{IX}$. В бассейне р. Еруслана все эти особенности, присущие бассейнам реки зоны недостаточного увлажнения, выражены еще резче. Здесь уже в апреле возможное испарение $z_{IV} = 1{,}65 x_{IV}$, в сентябре все еще $z_{IX} > x_{IX}$ и только в октябре начинается процесс накопления влаги, когда $z_X < x_X$. Вопрос о наступлении периода накопления влаги в бассейне следовало бы решать путем анализа всех элементов водного баланса влаги в бассейне из месяца в месяц, в том числе и стока.

Однако обычно в зоне недостаточного увлажнения в первый же месяц, когда $x_i > z_i$, разность $x_i - z_i$ настолько велика, а сток настолько мал, что эта разность, как правило, превышает величину стока y_i. Так например, в бассейне р. Хопра до г. Балашова последний летний месяц, когда $x_i < z_i$, — август. В августе $x_{VIII} = 61{,}7$ мм,

[1] Следует иметь в виду, что значения z имеют приближенный характер в свете тех замечаний, которые сделаны выше по поводу метода П. С. Кузина.

$y_{VIII} = 3{,}3$ мм, $z_{VIII} = 73{,}0$ мм, и, следовательно, разность $x_i - (z_i + y_i) = -14{,}6$ мм. В сентябре $x_{IX} = 37{,}9$ мм, $y_{IX} = 3{,}2$ мм, $z_{IX} = 35{,}6$ мм, и разность $x_i - (z_i + y_i) = -1{,}0$ мм, и, наконец, в октябре $x_X = 35{,}3$ мм, $y_X = 3{,}4$ мм, $z_X = 16{,}5$ мм, и разность $x_i - (y_i + z_i) = +15{,}4$ мм.

Таким образом, по приближенному подсчету, начало накопления в бассейне р. Хопра до г. Балашова падает на середину сентября.

По признаку $x_i \geqq z_i$ первым месяцем, в течение которого происходит процесс накопления, и был принят сентябрь.

В бассейне р. Еруслана до Красного Кута в сентябре $x_{IX} = 30{,}1$ мм, $z_{IX} = 45{,}5$ мм, т. е. $x_{IX} < z_{IX}$, а следовательно, разность $x_i - (z_i + y_i)$ отрицательна. В октябре $x_X = 40{,}0$, $z_X = 21{,}2$, сток в бассейне р. Еруслана несколько меньше, чем в бассейне р. Хопра, а следовательно, и разность $x_i - (z_i + y_i)$, во всяком случае, положительна. Таким образом процесс накопления влаги в бассейне р. Еруслана до Красного Кута начинается в октябре. В обоих случаях приближенный критерий $(x_i > z_i)$ для выбора момента начала накопления влаги в речном бассейне оказался удовлетворительным.

Нет никакого сомнения в том, что физические законы, по которым происходит явление испарения, остаются всегда и всюду неизменными. Меняется лишь форма проявления их в зависимости от тех ландшафтных условий, в которых рассматриваемое явление наблюдается.

Климатические факторы не являются единственными в смысле воздействия их на процессы испарения. Их роль определяется влиянием на приходную часть водного баланса (атмосферные осадки) и интенсивность процессов испарения, когда имеется достаточное количество влаги, чтобы обеспечить этот процесс. Мощным регулятором явлений накопления влаги является процесс инфильтрации. Последний в определенной мере зависит от геологических особенностей бассейнов и физических свойств их почво-грунтов.

Таким образом качественная сторона вопроса о влиянии климатических факторов на процесс испарения может считаться вполне установленной. Значительно сложнее обстоит дело с количественной стороной вопроса, или, иначе говоря, с установлением количественных соотношений между величиной стока и испарения, с одной стороны, и климатическими факторами, с другой. Совершенно очевидно, прежде всего, что едва ли возможно установить единообразную форму зависимости между этими элементами и придать ей характер строго функциональной зависимости. Все попытки в этом направлении на основании изложенного выше должны быть заранее обречены на неудачу, и, строго говоря, соотношения между стоком и испарением и климатическими факторами должны неизбежно носить локальный характер. Чем бо́льшие территории будут охвачены той или иной формой этих соотношений и, что самое главное, чем бо́льшим разнообразием характеризуются ландшафтные условия этих территорий, тем менее надежно применение предлагаемых соотношений для отдельных частей этих территорий. Отсюда становятся понятными те характерные особенности, которые присущи графикам В. Вундта, устанавливающим зависимость между испарением с поверхности речных бассейнов и климатическими факторами. При общих принципиальных достоинствах схем Вундта, определяющих общий характер соотношений между указанными элементами, они характеризуются значительными отклонениями соотношений между испарением и климатическими факторами для ряда речных бассейнов, причем эти отклонения возрастают вместе с уменьшением площадей бассейнов.

Из сказанного понятна также невозможность применения и формулы Ольдекопа, несмотря на принципиальную правильность построения этой формулы, к расчету среднего многолетнего испарения для ряда различных бассейнов.

Изложенное выше объясняет также локальный характер расчетных формул Великанова — Соколовского, Менкеля и Крицкого, Полякова, Зайкова и других авторов.

Точно так же становится понятным и увеличение ошибок при расчете среднего многолетнего стока при применении метода Кузина для северных районов. Здесь незначительность потерь стока определяется не только климатическими факторами, но и пониженной инфильтрацией, увеличением интенсивности стока весенних вод, происходящего при промерзлой почве, большей насыщенностью влаги почвы в летний период, а следовательно, и повышенным коэфициентом стока как талых, так и дождевых вод по сравнению с теми районами, для которых Кузин разработал свою схему.

Однако изложенное выше позволяет несколько расширить область применения графика Кузина для расчета среднего многолетнего испарения и стока рек.

В самом деле, если, испарение с поверхности речных бассейнов в определенную часть года по всей территории нашей страны происходит в условиях избыточного увлажнения, то очевидно, что для этой части года потери на испарение могут быть подсчитаны для всех речных бассейнов с некоторым приближением по графику Кузина. Начало этого периода может быть установлено на основании соотношений между месячной суммой атмосферных осадков и месячной величиной испарения, подсчитанной по графику Кузина. Если для данного месяца $z_i \leqq x_i$, то для этого месяца величина испарения уже может подсчитываться по графику Кузина. Так например, по данным табл. 15 очевидно, что для бассейна р. Хопра до г. Балашова за начало этого периода избыточного увлажнения можно принять 1/IX, для бассейна р. Еруслана до Красного Кута — 1/X.

Значительно сложнее определить конец этого периода. Совершенно очевидно (по данным табл. 15), что он наступает позже марта. С другой стороны, в апреле еще обычно только в некоторых бассейнах заканчивается весеннее половодье, следовательно, можно думать, что влаги в бассейне еще вполне достаточно для обеспечения процессов испарения. Наконец, судя по характеру развития растительности в мае, можно полагать, что в этом месяце влаги в бассейне также имеется в достаточном количестве, чтобы обеспечить процесс транспирации растений. В сущности говоря, и в июне в зоне избыточного увлажнения испарение происходит главным образом при помощи транспирации растений, что позволило в свое время Львовичу и Великанову при применении стандартных графиков Мейера отказаться от использования графика зависимости испарения с поверхности почвы от температуры воздуха. Таким образом за конец периода избыточного увлажнения для рек зоны недостаточного увлажнения можно принять май и величину испарения с поверхности речного бассейна до июня определять по графику Кузина.

Как же производить расчет испарения за остальные месяцы: июнь — сентябрь в одних бассейнах, июнь — август — в других?

Представим себе, что годовая сумма осадков в данном речном бассейне равна N. Величина испарения за год — $z_г$, за период избыточного увлажнения — $z_и$, за период недостаточного увлажнения — $z_р$. В таком случае очевидно, что $z_г = z_р + z_и$, откуда $z_р = z_г - z_и$.

Величина $z_и$ может быть определена по графику Кузина. Величина испарения за период недостаточного увлажнения, подсчитанная также по графику Кузина — $z_{р(К)}$, всегда больше $z_р$; из годовой суммы осадков N затрачено на испарение периода избыточного увлажнения $z_и$, следовательно, разность $\Delta N = N - z_и$ представляет собой запас влаги, который может быть затрачен на испарение и сток.

Очевидно, что при некотором минимальном значении ΔN, равном только стоку, величина испарения в оставшуюся часть года окажется равной нулю ($z_р = 0$), а при некотором максимальном значении ΔN запас влаги окажется настолько большим, что величина испарения $z_р$ будет равна $z_{р(К)}$, и, следовательно, рассматриваемый бассейн будет находиться в состоянии избыточного увлажнения.

Сказанное позволяет притти к заключению, что отношение $\alpha = \frac{z_р}{z_{р(К)}}$ является своего рода индикатором, определяющим потенциальную способность к испаре-

нию речного бассейна или степень приближения или удаления речного бассейна от состояния избыточного увлажнения.

В самом деле, если $\frac{z_р}{z_{р(К)}} = 1$, то данный речной бассейн находится в состоянии избыточного увлажнения. Если $\frac{z_р}{z_{р(К)}} = 0$ и $\Delta N = 0$, то запасы влаги в бассейне отсутствуют, и бассейн находится в состоянии полного истощения (гипотетически крайний и, по существу, невероятный случай). Величина $z_р = 0$, а стало-быть, и $\alpha = 0$ только в том случае, если ΔN принимает минимальное значение; если же ΔN достигает некоторой максимальной величины ΔN_0, то $z_р = z_{р(К)}$ и $\alpha = 1$. Очевидно, что при $\Delta N > \Delta N_0$ отношение $\alpha = \frac{z_р}{z_{р(К)}}$ сохраняет постоянное значение и остается равным 1. Таким образом величина α возрастает до 1 с увеличением ΔN до некоторого предела, после которого дальнейшее увеличение ΔN не оказывает влияния на величину α, и эта последняя остается равной 1. Можно высказать предположение, что отношение α представляет собой величину, находящуюся в прямой зависимости от ΔN. Проверка этого предположения на фактическом материале подтвердила справедливость его.

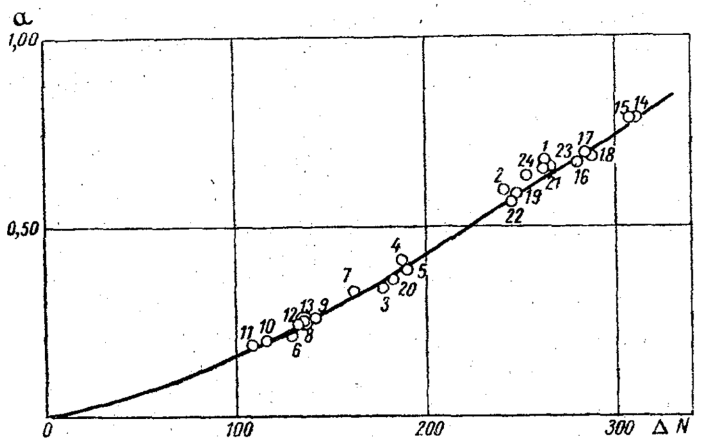


Рис. 15. График зависимости коэфициента α от ΔN.

В табл. 16 приведены для 24 речных бассейнов данные по годовым суммам осадков, стоку и испарению и величин $z_и$, $z_р$, $z_{р(К)}$, ΔN и α.

При помощи табл. 16 построен график связи между ΔN и α (рис. 15), вычислен коэфициент корреляции $r_{\Delta N\alpha} = 0{,}98 \pm 0{,}00$.

Таким образом предлагаемая схема расчета среднего многолетнего испарения и стока для речных бассейнов зоны недостаточного увлажнения заключается в следующем.

1) Вычисляется при помощи графика П. С. Кузина величина $z_и$ испарения с поверхности речного бассейна за период избыточного увлажнения. За начало этого периода принимается первое число того первого осеннего месяца, когда $z_i < z_i$, за конец—31/V.

2) При помощи того же графика П. С. Кузина подсчитывается величина возможного испарения за период „истощения запасов влаги" — $z_{р(К)}$.

3) По кривой зависимости α от ΔN (рис. 15) определяется величина $\alpha = \frac{z_р}{z_{р(К)}}$, откуда $z_р = \alpha z_{р(К)}$.

Таблица 16

№ п/п.	Река	Пункт наблюдений	Площадь, в км²	x	y	z	$z_и$	$z_р$	$z_{р(К)}$	α	ΔN	$z_{выч}$	$y_{выч}$	$\Delta y_{выч}$, %
1	Свияга	Ульяновск	3 400	425	110	315	161	154*	231	0,67	264	307	118	7
2	Большой Киель	Бугуруслан . . .	5 520	400	100	300	158	142	240	0,59	242	292	108	8
3	Малый Иргиз	Селезниха	2 100	325	70	255	147	108	319	0,34	178	262	63	10
4	Бузулук	Андреевка . . .	1 950	325	65	260	137	123	302	0,41	188	255	70	8
5	Урал	Кушум	179 200	330	63	267	139	128	332	0,39	191	272	58	8
6	Карповка	Кривая Музга . .	1 220	325	45	280	195	85	405	0,21	130	284	41	10
7	Большой Караман	Мариенталь . . .	3 320	314	49	265	152	113	340	0,33	162	261	53	8
8	Камелик	Новоспасск . . .	9 036	290	50	240	154	86	347	0,25	136	241	49	2
9	Солянка	Эккейм	440	308	44	264	166	98	385	0,26	142	266	42	5
10	Соленая Куба	Валуйское	1 190	280	44	236	163	73	364	0,20	117	236	44	0
11	Большой Узень	Новоузенск . . .	7 480	260	42	218	151	67	359	0,19	109	216	44	5
12	Еруслан	Красный Кут . .	1 370	285	47	238	152	86	355	0,24	133	237	48	2
13	Малый Узень	Малоузенск . . .	3 880	290	44	246	154	92	370	0,25	136	246	44	0
14	Оскол	Купянск	12 750	475	90	385	164	221	282	0,78	311	384	91	1
15	Северный Донец	Светличный . . .	52 800	485	69	416	176	240	306	0,78	309	415	70	1
16	Лугань	Луганск	3 520	475	63	412	194	218	332	0,66	281	420	55	13
17	Казенный Торец	Славянск	5 300	480	50	430	194	236	342	0,69	286	430	50	0
18	Кринка	Зуевка	1 220	480	57	423	191	232	342	0,68	289	430	50	12
19	Миус	Матвеев Курган .	5 760	440	50	390	191	199	342	0,58	249	389	51	2
20	Медведица	Арчадинская . . .	33 720	375	84	291	192	99	277	0,36	183	297	78	7
21	Хопер	Балашово	13 320	440	98	342	177	165*	255	0,65	263	338	102	4
22	Дон	Калач	223 940	441	97	344	195	149	266	0,56	246	347	94	3
23	Ворскла	Полтава	10 150	482	105	377	217	160*	247	0,65	265	375	107	2
24	Псел	Гадяч	11 435	467	101	366	213	153*	242	0,63	254	358	109	8

Примечания: 1. Данные по осадкам для всех бассейнов заимствованы из работы А. А. Красовского [58]. Исключение составляют реки бассейнов Псел и Ворскла, для которых данные по осадкам взяты из работы П. С. Кузина [65], и р. Хопра, для которой осадки подсчитаны автором.

2. Данные по стоку заимствованы из работы П. С. Кузина [65] и Б. З. Зайкова [34].

3. Температуры воздуха, для подсчета z использованы из Климатологического справочника, работы И. К. Тихомирова и З. Н. Рязанцевой [109].

4. Знаком * отмечены те значения $z_р$, которые вычислялись для периода VI—VIII; все остальные—вычислялись для периода VI—IX.

5. В рассматриваемую таблицу включены далеко не все речные бассейны, для которых был применен прием расчета испарения и стока по методу П. С. Кузина, отчасти потому, что для некоторых бассейнов в распоряжении автора не было надежных данных по температуре воздуха (Сал, Хорол, Ингулец, Ингул и др.), отчасти потому, что для некоторых из них (Сула) вполне применим график П. С. Кузина в обычном виде.

4) Величина годового испарения вычисляется по формуле

$$z_г = z_и + z_р = z_i + \alpha z_{р(К)},$$

откуда

$$y = x - z_г.$$

В двух последних графах табл. 16 приведены значения годового стока y, вычисленные по предложенной схеме, и величины относительных ошибок этих вычислений.

Приведенные данные свидетельствуют о применимости предложенной схемы для приближенного расчета среднего многолетнего годового стока. Достоинством этого метода является отсутствие необходимости определения каких-либо параметров по карте. Вместе с тем совершенно очевидно, что значения $z_и$ и $z_р$, полученные при помощи этого метода, по всей вероятности могут значительно отличаться от действительных величин испарения за периоды избыточного и недостаточного увлажнения. Это следует прежде всего, как это было показано в своем месте, из того, что график П. С. Кузина не дает возможности определить фактическую величину испарения за отдельные месяцы и сезоны года. С другой стороны, если обратиться к данным табл. 16, то нетрудно убедиться в том, что $z_р$ почти всегда оказывается меньшим суммы атмосферных осадков за тот же период времени, за который вычислена величина $z_р$, причем в отдельных случаях разность между этими величинами может достигать довольно больших значений. Другими словами, получается парадоксальное положение, заключающееся в том, что при повышенной способности речных бассейнов к испарению они не используют этих возможностей в этом отношении. Этот избыток влаги мог бы быть затрачен на формирование поверхностного стока, отчасти на инфильтрацию за пределы активного слоя почвы и на пополнение, таким образом, запасов грунтовых вод. В ряде речных бассейнов, расположенных в ярко выраженной зоне недостаточного увлажнения, летние осадки поверхностного стока не образуют вовсе. Соотношение же между $z_р$ и количеством осадков $N_р$ этого же периода таково, что затрата всей разности $N_р - z_р$ на образование грунтовых вод мало вероятно. Так например, для бассейна р. Еруслана, по данным табл. 15 и 16 $z_р = 103$ мм, в то время как $N_р = 139$ мм. Разность $N_р - z_р = 36$ мм. Мало вероятно, чтобы около $25^0/_0$ атмосферных осадков затрачивалась на пополнение запасов грунтовых вод и только $75^0/_0$ шли на испарение. Все изложенное выше заставляет рассматривать $z_и$ и $z_р$ как некоторые фиктивные вспомогательные величины, удовлетворяющие условию $z_г = z_и + z_р$.

Интересно отметить еще следующее обстоятельство. П. С. Кузин при проверке предложенной им формулы $z = ax^2d$ использовал данные ряда бассейнов, в том числе и р. Сулы до г. Ромны и с. Галицкого. Для этого бассейна значения $\alpha = \frac{z_р}{z_{р(К)}}$ достигают 0,93 и 0,95. Иначе говоря, значение $z_р$ довольно близко по своей величине к $z_{р(К)}$, а следовательно, бассейн р. Сулы приближается к состоянию избыточного увлажнения. Ошибки, полученные при применении для этого бассейна расчетного графика П. С. Кузина, составляют $10—15^0/_0$. Это и понятно, если принять во внимание, что верховье р. Сулы соприкасается с бассейном р. Сейма, область питания которого расположена в зоне, для которой вполне допустимо применение графика П. С. Кузина для расчета среднего многолетнего стока.

Заканчивая рассмотрение вопроса о влиянии климатических факторов на сток, следует указать на следующее. Давно известно, что точное измерение количества атмосферных осадков связано с большими затруднениями, и результаты такого рода измерений в подавляющем большинстве случаев не дают истинного представления о действительном количестве атмосферных осадков. Ошибки могут быть весьма значительными (в особенности при измерении твердых осадков — снега) и иногда достигают $40^0/_0$ и более. Можно, казалось бы, предполагать, что при определении количества осадков для больших территорий ошибки измерений в отдельных пунктах будут взаимно уравновешиваться. Это несомненно справедливо по отношению только к случайным ошибкам. Систематические же ошибки, заключающиеся, как известно, в недоулавливании осадков, будут сказываться на результатах подсчета сумм атмосферных осадков для изучаемой территории. В лучшем случае эти ошибки будут принимать некоторые средние значения, тем меньшие, чем меньшая часть этой территории характеризуется преобладанием атмосферных осадков, выпадающих в виде снега.

Таким образом можно предполагать, что разность между суммой атмосферных осадков и стока $x-y$ не является действительной величиной испарения с поверхности речных бассейнов, а несколько отличается от нее, причем фактическая величина испарения $z_р = z + \Delta z$, где Δz, вероятно, в подавляющем большинстве случаев имеет положительный знак.

Отсюда несомненно следует, что и все количественные соотношения между z и климатическими факторами характеризуют количественное влияние последних на эту разность, а не на действительную величину испарения с поверхности речных бассейнов.

Влияние других физико-географических факторов на сток

В литературе по гидрологии имеется значительное количество высказываний по вопросу о влиянии других (кроме климатических) факторов на средний многолетний сток рек. Подавляющее большинство из них, за очень редким исключением, посвящено качественной стороне вопроса; в очень немногих случаях имеются попытки установить количественные соотношения между рассматриваемыми элементами. Часть из них посвящена установлению роли абсолютной высоты речных бассейнов, и только в самое последнее время в американской литературе появились работы, посвященные выяснению количественной роли одного из важнейших факторов речного стока — инфильтрации.

В 1911 г. Э. М. Ольдекоп детально рассмотрел вопросы о влиянии физико-географических факторов на испарение и сток и пришел к совершенно правильному выводу, что „величина испарения определяется до известной степени факторами климатическими, физико-географические же факторы производят лишь отклонения в ту или другую сторону от некоторой средней величины, остающиеся, по всей вероятности, далеко ниже 15%, если оставить в стороне совершенно исключительные условия . . . влияние физико-географических факторов по существу дела трудно поддается математической формулировке“ [81].

Значительно более категорического мнения придерживается Д. Л. Соколовский утверждая: „что средний многолетний сток зависит исключительно от климатических факторов, следует непосредственно из известного уравнения баланса влаги: $y = x - z$, где y — сток, x — осадки, z — испарение. Следовательно, средний сток есть функция осадков и испарения, т. е. факторов климатических. Очевидно, что все другие географические факторы, как рельеф, почвенный состав, растительный покров, влияют на средний сток лишь постольку, поскольку они воздействуют на факторы климатические. Поэтому можно сказать, что факторы „физико-геологические“ (по терминологии Ольдекопа) влияют на средний сток не непосредственно, а через факторы климатические — осадки и испарение“ [103].

Трудно согласиться со столь категорическим утверждением Соколовского, хотя бы уже по одному тому, что едва ли вполне правильно рассматривать испарение с поверхности речных бассейнов как фактор чисто климатический. Это последнее является скорее гидрологической, чем климатической особенностью территории и представляет собой интегральную гидрологическую характеристику ее.

Американский исследователь Р. Хортон [123] рассматривает поверхностный сток как часть атмосферных осадков, которая не поглощается почвой. По мнению Хортона „инфильтрационная способность почвы лимитирует количество воды, которое может войти в почву. Избыток же сбрасывается в виде поверхностного стока“. По свидетельству Р. Хортона, поверхностный сток, зависящий от суммы атмосферных осадков, их интенсивности и инфильтрационной способности грунта, практически не зависит от величины испарения [1]. Развивая идеи Хортона, можно притти к заключению о том, что потери на испарение с поверхности речных бассейнов в ряде случаев зависят не столько от климатических факторов, сколько от того количества влаги, которое задерживается в почве в результате процессов инфиль-

[1] Следует иметь в виду, что в данном случае речь идет о дождевом стоке.

трации и в дальнейшем может быть затрачено на испарение, под влиянием уже чисто климатических факторов. Вот почему испарение с поверхности речных бассейнов было бы не совсем правильно рассматривать как фактор чисто климатический.

Приведенные высказывания не являются единственными в гидрологической литературе. Они представляют собой выражение основных взглядов по этому вопросу.

Вопрос этот является несомненно чрезвычайно сложным. Было бы неправильно рассматривать средний многолетний сток рек как простую арифметическую разность между годовой суммой атмосферных осадков и испарением в их бассейнах. Сток рек представляет собой определенный природный процесс, а его количественное значение — следствие особенностей каждого из явлений: стока, атмосферных осадков и испарения, количественные значения которых удовлетворяют в итоге известному уравнению водного баланса. Иной подход к этому вопросу являлся бы ненужным упрощением и не способствовал бы выяснению природы изучаемого явления.

Влияние физико-географических[1] (кроме климатических) факторов на средний многолетний сток рек носит в очень малой степени непосредственный характер, а происходит либо путем воздействия на климатические факторы, либо — на процессы потерь.

Непосредственное воздействие физико-географических факторов на сток ограничивается, по сути дела, влиянием на ускорение процессов стока, и надо полагать, что степень непосредственного воздействия этих факторов на величину среднего многолетнего стока крайне невелика и практически отсутствует. Гораздо значительнее роль их в оказании влияния на климатические факторы и на величину потерь стока, вызывающую в одних случаях увеличение потерь на испарение, в других уменьшение этих потерь и увеличение стока. Последнее имеет место тогда, когда влага, затраченная на инфильтрацию, проникает за пределы активного слоя почвы и затрачивается на пополнение грунтовых вод и в дальнейшем участвует в речном стоке.

Выяснение влияния каждого из этих факторов на средний многолетний сток рек крайне затруднительно по ряду причин.

Прежде всего в подавляющем большинстве случаев количественное влияние всех этих факторов в совокупности на величину среднего многолетнего стока относительно невелико (15% в среднем по Ольдекопу), и требуется очень тонкий и тщательный анализ для того, чтобы выделить влияние каждого из этих факторов в отдельности. Трудность такого выделения усиливается еще и тем, что для большинства из рассматриваемых факторов отсутствуют какие-либо количественные характеристики их. Наконец, в естественных природных условиях многие из этих факторов взаимно связаны между собой, и характер их воздействия на гидрологические процессы, в частности на процессы инфильтрации, носит прямо противоположный характер. Это обстоятельство делает трудно сравнимой роль рассматриваемых факторов в различных условиях.

Все эти обстоятельства и, кроме того, относительная скудность фактических материалов наблюдений, специально поставленных для выяснения роли отдельных факторов, поневоле обуславливают по преимуществу качественный характер основных положений по рассматриваемому вопросу. В ряде случаев по тем же причинам эти положения носят характер скорее логических построений, чем выводов, основанных на фактах, добытых из непосредственных наблюдений в природе.

В соответствии с изложенным выше анализ влияния каждого из физико-географических факторов в отдельности должен производиться по трем направлениям: 1) непосредственного влияния на сток, 2) влияния на климатические факторы и 3) влияния на процессы потерь. Рассмотрение отдельных факторов производится в дальнейшем в следующей последовательности: рельеф, геология и почвы, растительность, озерность, заболоченность, оледенение и культурные мероприятия.

[1] Термин „физико-геслогические факторы", предложенный Э. М. Ольдекопом, следует признать неудачным. В частности, растительность, например, не является ни физическим, ни геологическим фактором стока.

Влияние рельефа на средний многолетний сток рек. Карта среднего многолетнего стока рек любой страны дает отчетливое представление о влиянии рельефа на распределение стока рек по территории этой страны. Изменение расположения изолиний стока всегда связано с особенностями рельефа. Влияние последнего на сток рек весьма разносторонне. Непосредственное влияние рельефа на процессы стока, вообще говоря, бесспорно и заключается в усилении интенсивности этого процесса, уменьшении времени добегания частиц воды до русла, а по руслу до замыкающего створа. Однако нужно при этом иметь в виду, что процесс стока в любом речном бассейне под влиянием выпадающих осадков или таяния снега начинается только тогда, когда интенсивность дождя превосходит интенсивность инфильтрации влаги в почву. В случае таяния снега сток возникает только тогда, когда в результате таяния снежный покров насытится влагой настолько, что начинает отдавать ее, и когда эта отдача превосходит интенсивность впитывания талых вод в почву.

До этого момента вся влага либо впитывается в почву, либо, в случае снеготаяния, в снежный покров, и ни при каких условиях поверхностный сток происходить не будет. Сток возникает только тогда, когда интенсивность прихода влаги будет превосходить интенсивность инфильтрации. До наступления этого момента рельеф местности никакого влияния на сток не оказывает, поскольку самый процесс поверхностного стока отсутствует. После того как возник поверхностный сток, массы воды частью добегают до русла ближайшего водостока, частью продолжают процесс инфильтрации в почву, частью теряются на испарение с водной поверхности.

Автору настоящего исследования приходилось неоднократно наблюдать интенсивные дожди и вызываемые ими бурные паводки в различных горных районах Средней Азии: в бассейне р. Акташ, правого притока р. Чирчика, в верховьях р. Ашу-Кошой, левой составляющей р. Талас, в верховьях р. Малой Алмаатинки (Заилийский Алатау), р. Джукучак (Терскей Алатау) и в других местах,—и ни разу не удавалось видеть интенсивного поверхностного склонового стока на больших площадях. Значительная масса дождевых вод не достигала водотока и затрачивалась на инфильтрацию в почву.

Хортон приходит, между прочим, к заключению, что „для проницаемой водосборной площади поверхностный сток непосредственно в реку имеет место лишь с ограниченной полосы близ реки. С более отдаленных частей водосборного бассейна весь наземный сток и „поверхностное задержание“ по окончании дождя инфильтруется в почву, не достигая таким образом водотока“ [123].

С другой стороны, горные районы характеризуются обычно значительной густотой как постоянной, так и временно действующей гидрографической сети. Это обстоятельство увеличивает объем руслового стока во всем бассейне и тем самым способствует уменьшению потерь на инфильтрацию. При равнинном, мало расчлененном рельефе с преобладающими очень пологими покатостями сток атмосферных осадков происходит замедленно, увеличивается инфильтрация, причем в некоторых случаях глубина просачивания влаги в почву может возрасти, и тем самым увеличится доля влаги, затрачиваемой на пополнение грунтовых вод. Эти процессы усиливаются при наличии отдельных мелких и плоских замкнутых углублений, вызывающих аккумуляцию атмосферных осадков. Сильное расчленение рельефа в равнинных условиях, например при развитии овражной сети, может вызвать воздействие на сток, аналогичное тому, которое характерно для горных районов, в особенности при сбросе талых вод. По оврагам и балкам талые воды быстро стекают, вызывая бурные половодья.

Таким образом, по всей вероятности, непосредственное влияние рельефа на величину среднего многолетнего стока рек относительно невелико и в то же время весьма значительно его воздействие на интенсивность стока, а стало быть, и распределение его в году.

Определение количественного влияния рельефа на сток рек крайне затруднительно еще и потому, что до настоящего времени, в сущности говоря, нет сколько-нибудь удовлетворительного метода количественной характеристики рельефа.

Существующие предложения по этому вопросу все еще весьма далеки от совершенства и по существу дела не пригодны для его решения. Таковы приемы, предложенные М. М. Протодьяконовым [93], Чеботаревым [114], Б. К. Вахтиным [11], Е. И. Манохиной [71] и др.

Значительно более велико и разнообразно косвенное влияние рельефа на средний многолетний сток, путем воздействия на процессы потерь, временных и постоянных, и на климатические факторы.

При определенных условиях может весьма увеличиться количество воды, задерживающееся в замкнутых углублениях, образующих временные стоячие водоемы,— от водоемов довольно крупных размеров, в особенности в равнинных условиях в период весеннего половодья, до мелких луж. Все эти массы воды в некоторой части инфильтруются в почву, большей же частью безвозвратно теряются на испарение.

Совсем иной характер носит влияние рельефа на аккумуляцию влаги в твердом виде. В открытых местах снег залегает весьма неравномерно. По свидетельству Долинино-Иванского [27], в б. Тульской губ. по данным наблюдений за 5 лет для водосбора площадью в 36 км^2, при средней толщине снежного покрова в 50 см, с некоторых участков снег сдувало до 7 см толщины, на других — надувало до 155 см. На другом водосборе, более облесенном, минимальная толщина снега достигает до 19 см, наибольшая — до 134 см, при средней толщине снега в 57 см. По этим же наблюдениям около 47% всей площади водосбора характеризовались неравномерным залеганием снега, а следовательно, около половины всей площади характеризовалось или очень тонким или очень мощным слоем снега. Совершенно очевидно, что малые бассейны, в которых сосредоточена главная масса надутого снега, будут характеризоваться значительно более повышенным стоком, чем те из них, с которых снег сдувало в течение зимы.

Это различие в годовом стоке будет происходить при одинаковых годовых суммах атмосферных осадков. Естественно, что такого рода явление может иметь место только в малых речных бассейнах. С увеличением площади бассейнов явление неравномерности залегания снежного покрова будет постепенно уничтожаться.

Аналогичное значение имеет распределение снега в горных районах в особенности при условиях образования лавин.

Следует отметить еще одно весьма существенное обстоятельство. От рельефа в некоторой мере зависит глубина залегания подземных вод. Как известно, обычно уровень грунтовых вод повторяет в несколько смягченном виде изменения поверхностного рельефа, почему грунтовые воды на водоразделах залегают глубже, а в понижениях рельефа приближаются к земной поверхности. Влага же, проникающая в почву даже на небольшую глубину, незначительно расходуется на испарение. Наблюдения Ф. Веймейера [131] над испарением с поверхности почвы в Дефисе (США) свидетельствуют об уменьшении интенсивности испарения с увеличением глубины уровней грунтовых вод (табл. 17).

Таблица 17

Глубина уровня грунтовых вод, в см	Испарение с поверхности почвы, в мм/сут.	Примечание
0	8,0	По наблюдениям с 15/V по 1/VI 1937 г.
15	5,9	
30	4,9	
46	2,2	По наблюдениям с 29/III по 10/XI 1937 г.
61	1,4	
91	0,7	
146	0,4	

Таким образом следует полагать, что значительные изменения рельефа вызывают изменения глубин залегания грунтовых вод, и в местах их наибольшего удаления от земной поверхности уменьшается интенсивность потерь на испарение.

Влияние рельефа на климат общеизвестно. Как указывает Л. С. Берг [4], крупные черты рельефа, как например горы, с одной стороны, создают внутри себя свой особый горный климат, с другой, являясь механическим препятствием для ветров и вторжений воздушных масс, представляют собой естественные границы между различными климатическими областями.

Рельеф оказывает влияние на все стороны климата. Наибольший интерес с точки зрения гидрологии представляет собой влияние рельефа на атмосферные осадки — их сумму, интенсивность, распределение в году, характер выпадения, температурный и гигрометрический режим воздуха. Влияние гор на осадки чрезвычайно велико и объясняется тем, что воздушные массы, восходящие вдоль горных склонов, охлаждаясь, конденсируют влагу. В особенности резко это влияние обнаруживается при переходе от пустынных областей к горам (Туранская низменность — Тянь-Шань). Однако и в равнинных условиях, даже при небольших изменениях рельефа, можно подметить увеличение атмосферных осадков с высотой. На карте годовых изогиет это обстоятельство отчетливо выражено на Валдайской возвышенности и даже на южной оконечности Средне-Русской возвышенности. Приволжская возвышенность получает гораздо больше осадков, чем прилегающие к ней пониженные области. Разница в годовых суммах около Жигулей и Хвалынска, достигающая свыше 100 мм, наличие лесов на Приволжской возвышенности и различие в почвенном покрове подтверждают сказанное.

Количество осадков, как правило, увеличивается с высотой. Отдельные довольно многочисленные отклонения, объясняемые местными условиями, не исключают этого правила. В Крыму на южном берегу моря годовая сумма осадков составляет 545 мм (Ялта); на Ай-Петри она вырастает местами до 1000 мм и более. На Кавказе увеличение осадков с высотой хорошо иллюстрируется данными табл. 18, заимствованной у Э. Розенталя [95].

Таблица 18

Изменение годовых сумм атмосферных осадков с высотой по Военно-Грузинской дороге

Склон	Название станций	Высота над ур. м., в м	Годовое количество осадков, в мм
Северный склон	Ларс	1 068	761
	Казбек	1 112	723
	Сион	1 829	677
	Коби	1 987	1 192
Перевал	Крестовая	2 380	1 693
Южный склон	Гудаур	2 204	1 477
	Млеты	1 470	1 350
	Пассанаур	1 104	964
	Ананур	1 000	735

Для Средней Азии также может быть приведено достаточное количество примеров, свидетельствующих об увеличении годовых сумм атмосферных осадков с высотой. В табл. 19 приведены соответствующие данные для северного склона Киргизского хребта, заимствованные из работы И. Е. Бойкова [8].

Таблица 19

Изменение годовых сумм осадков с высотой на северном склоне Киргизского хребта

Наименование пункта наблюдений	Высота над ур. м., в м	Годовая сумма осадков, в мм
Верховье р. Шамси	3 010	1 012
Байтык	1 590	455
Константиновка	634	281

Примечание. Среднее за 1913-14—1915-16 гг.

Аналогичная картина наблюдается в районе Заилийского Алатау. Здесь, по данным Илийской станции (448 м над ур. м.), годовая сумма атмосферных осадков составляет 268 мм, для Алма-Ата (848 м над ур. м.)—547 мм, а, судя по приуменьшенному, вследствие течи, отсчету по суммарному дождемеру у Алма-Атинского озера на высоте 2900 м над ур. м., годовая сумма осадков превышает 1000 мм.

Подобное же увеличение годовых сумм осадков с высотой наблюдается и в других горных районах нашей страны — в Сибири, на Дальнем Востоке.

Таблица 20

Зависимость количества осадков от абсолютной высоты местности в Сибири (по В. Б. Шостаковичу [18])

Название станций	Высота над ур. м., в м	Годовая сумма атмосферных осадков, в мм
I. Кузнецкий Алатау		
Кольчугино	220	459
Александровский прииск	538	774
Шира	360	262
II. Кузнецкий Алатау		
Кузнецк	216	489
Неожиданный прииск	500	703
Минусинск	255	307
III. Абаканский хребет		
Бийск	194	447
Андобинский прииск	550	938
Абаканский завод	480	445
Минусинск	25[illegible]	307
Ермаковское	295	436
Нижняя Буланка	914	507

Таблица 21

Зависимость количества осадков от абсолютной высоты местности в Забайкалье (по В. Б. Шостаковичу [18])

Название станций	Высота над ур. м., в м	Годовая сумма атмосферных осадков, в мм
I. Яблоновый хребет		
Могзон	899	333
Перевальная	1 019	392
Чита	674	319
II. Южное Забайкалье		
Троицко-Савская Кяхта	758	280
Селенгинск	570	162
Верхняя Мишиха	1 280	529

Возрастание осадков с высотой не является беспредельным. Во многих случаях при некоторой высоте наблюдается максимум осадков, после чего количество их начинает уменьшаться, причем высота зоны максимальных осадков колеблется

в довольно широких пределах. Так, например, в Средней Азии наибольшее количество осадков наблюдается в зоне от 1500 до 3000 м и более и в большинстве случаев совпадает с лесной зоной.

Таблица 22

Зависимость количества осадков от абсолютной высоты местности в Якутии и на Дальнем Востоке (по П. И. Колоскову [49])

Название станций	Высота над ур. м., в м	Годовая сумма атмосферных осадков, в мм
I. Становой хребет		
Джалинда	270	349
Сковородино	402	352
Тында	472	519
Лебединый прииск— Нагорный прииск	815	608
Утесная	598	609
Незаметный	612	424
Томмот	270	365
Якутск	108	188
II. р. Селемджа		
Мазаново	161	466
Норский склад	213	532
Быса	270	646
Экимчан	475	689
III. хр. Малый Хинган		
Архара	142	565
Тоннель 1236	285	773
Кундур	177	692
Облучье	292	788
Перевал (Лахар-Аул)	380	983
Биракан	229	900
Ин	51	734
Хабаровск	55	498

Интенсивность нарастания осадков с высотой (вертикальный градиент осадков) также не остается постоянной. По мнению И. Е. Бойкова [8], величина вертикального градиента годовых сумм атмосферных осадков находится в известной зависимости от количества их. С увеличением осадков растет и величина вертикального градиента осадков.

В качестве примера в табл. 23 приводятся значения вертикального градиента годовых сумм осадков для двух районов Средней Азии, заимствованные у Бойкова [8].

Таблица 23

Вертикальный градиент годовых сумм атмосферных осадков (в мм на 100 м высоты)

Киргизский Алатау (северный склон)		Западный склон Таласского Алатау (долина р. Чирчика)	
Высота, в м	Градиент, в мм/100 м	Высота, в м	Градиент, в мм/100 м
500—1 500	18	До 500	12
1 000—2 000	23	500—1 000	78
1 500—3 000	39	1 000—1 500	42

С высотой местности меняется не только количество осадков, но и характер их выпадения: увеличивается интенсивность дождей, значительно возрастает доля осадков, выпадающих в виде снега, изменяется годовой ход осадков. На некоторой высоте, в связи со значительным понижением температуры воздуха, атмосферные осадки почти в течение всего года выпадают в виде снега.

Очень показательны в этом отношении, несмотря на их отрывочность, наблюдения Л. Вардунянца [10] над летними снегопадами на Кавказе. В августе и сентябре 1926 г. сезонная снеговая линия опускалась до 2000 м и ниже, в сентябре-октябре 1927 г. — до 2300 м, в начале октября 1928 г. — до 550—600 м, в июне и сентябре 1929 г. — до 2000 м, в начале октября 1934 г. — до 1500 м.

Весьма интересным является то обстоятельство, что, по данным того же автора, пространство между изогипсами 3000—3500 м в течение около 20—35% самого теплого времени года покрыто снегом, а свыше 3500 м снежный покров держится в течение всего лета.

В Средней Азии на Тяньшанских Сыртах, по данным Тяньшанской высокогорной станции (3670 м над ур. м.), снег выпадает в течение всего года, и нередко летом, правда на короткий срок, устанавливается снежный покров. В верховьях р. Большой Кемин, на высоте около 3500 м, автору приходилось неоднократно наблюдать в июле—августе обильные снегопады со снежным покровом мощностью до 15—20 см. Насколько меняется с высотой распределение осадков в году, можно судить по следующим данным. В Саянах (по данным за 2 года):

Название станции	Высота, в м	Распределение осадков, в % годовой суммы			
		Зима	Весна	Лето	Осень
Минусинск	255	12,4	32,9	42,0	12,7
Буйбинская	1 370	22,3	19,7	38,3	19,7

Здесь с высотой количество весенних и летних осадков уменьшается, осенних и зимних увеличивается.

В Средней Азии с высотой также резко меняется годовой ход осадков (табл. 24).

Таблица 24

Распределение осадков в году по сезонам в Средней Азии

Метеорологическая станция	Высота, в м	Распределение, в % от годовой суммы			
		Зима	Весна	Лето	Осень
Западные пороги Таласского Алатау					
Ташкент	478	36,3	40,8	4,7	18,2
Чимбайлык	693	40,0	37,2	4,4	18,7
Акташ	1 137	38,6	36,4	4,5	20,2
Тянь-Шань					
Пржевальск	1 770	12,2	26,1	38,5	23,2
Тяньшанская обсерватория	3 670	5,2	23,5	57,4	13,9

Атмосферные осадки в горных районах (их сумма, распределение в году, характер выпадения) зависят не только от высоты, но и от ориентировки горных склонов, расположения горных долин по странам света, степени защищенности отдельных районов от влагоносных ветров.

Ярким примером влияния ориентировки склонов на осадки может служить Уральский хребет.

Известно, что западные склоны Уральского хребта орошаются атмосферными осадками обильнее, чем восточные. В то же время на западных склонах количество

осадков, выпадающих в холодное время года, значительно больше, чем на восточных. Для иллюстрации приводится табл. 25, заимствованная у Д. Л. Соколовского [100].

Таблица 25

Распределение осадков на западном и восточном склоне Урала

Метеорологическая станция	Многолетняя средняя сумма атмосферных осадков, в мм			Количество осадков, в % от год. суммы	
	Год	Холодный сезон	Теплый сезон	Холодный сезон	Теплый сезон
Западный склон					
Чердынь	569	222	347	39	61
Соликамск	586	234	352	40	60
Молотов	624	231	393	37	63
Бисер	669	268	401	40	60
Уфа	560	213	347	38	62
Восточный склон					
Богословск	486	126	360	26	74
Верхотурье	446	120	326	27	73
Нижний Тагил	468	120	348	26	74
Свердловск	445	89	356	20	80
Челябинск	377	90	287	24	76

Таким образом на западном склоне, при большой годовой сумме осадков, за холодный сезон выпадает около 40%, за теплый — около 60%, на восточном — за теплый около 75%, за зимний — около 25% годовой суммы осадков.

Аналогичные примеры можно привести и для других районов СССР: Кавказа, Алтая, Средней Азии и др.

Влияние степени защищенности отдельных горных районов от влажных ветров на количество и распределение осадков может быть подтверждено рядом примеров.

Так, на Кавказе поперечный Сурамский кряж не позволяет черноморской влаге распространяться далеко на восток и, почти вся эта влага конденсируется на сравнительно небольшой площади западного Кавказа (40 000—50 000 км²): в Новороссийске 700 мм, Сухуми 1200 мм, Кутаиси 1300 мм и в Батуми до 2500 мм. Далее на восток количество осадков быстро уменьшается.

На Алтае сухой климат Чуйской степи объясняется тем, что она защищена горными хребтами от влагоносных ветров.

В Средней Азии на Тянь-Шане годовые суммы осадков быстро убывают по мере передвижения в глубь гор. Так, годовая сумма осадков для г. Алма-Ата, расположенного у северного подножья окраинной цепи Тянь-Шаня — хр. Заилийского Алатау, на высоте 848 м над ур. м., составляет 547 мм, для г. Пржевальска, расположенного у подножья южного склона Терской Алатау, на высоте 1770 м над ур. м., — 410 мм и для Тяньшанской обсерватории, на высоте 3670 м — на Тяньшанских Сыртах южнее Терской Алатау, — 310 мм.

Вместе с тем меняется и характер распределения осадков (табл. 26).

Таблица 26

Распределение атмосферных осадков по сезонам на Тянь-Шане

Метеорологическая станция	Высота над ур. м., в м	Годовая сумма атмосферных осадков в мм	Процентное распределение по сезонам			
			Зима	Весна	Лето	Осень
Алма-Ата	848	547	15,9	42,3	20,1	21,7
Пржевальск	1770	410	12,2	26,1	38,5	23,2
Тяньшанская обсерватория	3670	310	15,2	23,5	57,4	13,9

В Алма-Ата максимальное количество осадков выпадает весной (42,3%), в Пржевальске—летом (38,5%), на Тянь-Шане в течение лета выпадает более половины всего годового количества атмосферных осадков (57,4%). Наименьшее количество осадков на всех трех станциях выпадает зимой.

На Памире, как указывает Г. Фиккер, „предгория улавливают много осадков и обуславливают этим бедность снегом центральных главных долин; только на больших высотах, как в Алае, мы находим много снега. . . . Таким образом зимой мы видим: высокогорная степь без снега, на внешней стороне краевых гор много снега, центральные долины бедны снегом и горные области на периферии богаты снегом. Летом, когда преобладают осадки ярко выраженного местного характера, дело обстоит как раз наоборот" [120].

Влияние рельефа также весьма значительно сказывается и на температуре воздуха. Общеизвестен факт уменьшения температуры воздуха с высотой. Принято считать, что средняя годовая температура воздуха уменьшается с высотой в среднем на 0,5° на 100 м. Вертикальный градиент температуры воздуха не остается постоянным ни в пространстве, ни во времени.

Так например, на Кавказе вертикальный градиент средней годовой температуры равен 0,50, на Тянь-Шане (Фергана — Иркештам)—0,49, Пржевальск — Тяньшанская обсерватория—0,71, в Крыму (Ялта—Ай-Петри)—0,61°.

В течение года вертикальный градиент (для средних местных температур) меняется для Кавказа, по данным И. В. Фигуровского [112], от 0,43 (в мае) до 0,56° (в июне), для Памира, по данным Г. Фиккера [120], от 0,39 (в ноябре) до 0,62° (в июле), на Тянь-Шане (Пржевальск — Тяньшанская обсерватория) от 0,69 (в июле) до 0,84° (в январе).

По наблюдениям А. Х. Завадовского [31], вертикальный градиент температуры воздуха между Тяньшанской обсерваторией (3670 м над ур. м.) и временной ледниковой станцией в области фирна ледника Петрова (4275 м над ур. м.) за время 15/VIII—15/IX 1933 г. составлял 0,72°.

По данным П. Кузьмина, производившего в 1932 г. исследования в долине р. Зеравшана, вертикальный градиент в летние месяцы может достигать еще больших величин. На высоких плато (плато Армянское, в области Памирского поста), где воздух застаивается зимой, градиент температуры воздуха становится очень высоким, летом — отрицательным, так как плато нагревается больше, чем низины. Так, например, вертикальный градиент температуры воздуха Памирский пост (3650 м)—Иркештам (2850 м) зимой составляет 1,05° на 100 м, летом же температура в обоих пунктах почти одинакова, а в августе на каждые 100 м температура увеличивается на 0,05°.

В горных районах нередко наблюдается явление инверсии, т. е. повышение температуры с высотой. Такой пример инверсии приводит Л. С. Берг [4, стр. 267] для Заилийского Алатау. У подножья этого хребта на высоте 848 м над ур. м. расположен г. Алма-Ата, на 400 м ниже, в долине р. Или, находится ст. Илийск. В последнем зима и осень холоднее, а весна и лето теплее, чем в г. Алма-Ата (табл. 27).

Таблица 27

Средняя температура воздуха по сезонам
(1905—1912 гг.)

Метеорологическая станция	Высота над ур. м., в м	Средняя температура воздуха			
		Зима	Весна	Лето	Осень
Алма-Ата	848	—6,5°	9,8°	21,3°	9,43°
Илийск	448	—7,5	10,8	24,6	9,37

Особенно велика разница в температуре воздуха в ноябре, когда в г. Алма-Ата на 5° теплее чем в Илийске. С ноября по март температура воздуха в г. Алма-Ата выше, чем в Илийске.

В среднем за год имеет место понижение температуры воздуха с высотой, причем вертикальный градиент температуры за год составляет 0,4° на 100 м.

Инверсия температуры воздуха представляет собой характерное явление для Восточной Сибири и Забайкалья. Так например, для Семеновского рудника, в Верхоянском хребте (на высоте 1020 м, под 64° с.ш.), в период декабрь 1917 г.—февраль 1918 г. средние месячные температуры воздуха значительно выше, чем для г. Якутска, расположенного южнее и ниже (62° с. ш., 108 м) (табл. 28).

Таблица 28

Средние месячные температуры воздуха

Месяцы	Год	Метеорологические станции	
		Семеновский рудник	Якутск
Декабрь	1917	—22,8°	—38,9°
Январь	1918	—28,0	—40,0
Февраль	1918	—30,5	—38,4

В Забайкалье, по данным А. В. Вознесенского [18], для ст. Перевальной (1019 м на пересечении Яблоноваго хребта железной дорогой, 51°44′ с.ш.) и ст. Могзон (899 м, 51°43′ с. ш.) средняя годовая температура воздуха повышается на 0.54° на 100 м. Здесь с октября по март наверху теплее, чем внизу, и только с апреля по сентябрь температура воздуха с высотой понижается.

Большое влияние на температуру весенних месяцев в горах оказывает затрата значительного количества тепла на таяние снега. Так, в Средней Азии в равнинных частях ее обычно средняя месячная температура воздуха в мае приблизительно равна средней месячной температуре сентября. В горных же районах температура воздуха в мае ниже, чем в сентябре (табл. 29).

Таблица 29

Средние месячные температуры воздуха

Метеорологические станции	Высота, в м	Температура воздуха	
		Май	Сентябрь
Тяньшанская обсерватория	3670	— 1,2°	— 0,7°
Нарын	2100	12,2	12,5
п. Памирский	3600	6,2	7,6
Хорог	2105	15,2	18,3
Иркештам	2850	7,6	9,2

Этим объясняется то обстоятельство, что вертикальные градиенты температур воздуха для пар станций, из которых одна расположена на равнине, другая в горах, в мае всегда больше, чем в сентябре.

Кроме уменьшения температуры с высотой, рельеф оказывает влияние и на горизонтальное распределение температуры. Яркую иллюстрацию этого влияния рельефа на температуру воздуха приводит С. В. Калесник [45].

Главный Кавказский хребет, как указывает этот исследователь, „мешает проникновению в Закавказье сравнительно холодных материковых ветров. В связи с этим средние годовые температуры по северную сторону хребта градуса на 3 ниже (а зимние почти на 6° ниже), чем по южную: на Кубани 10—12°, в Ставрополье ских и Терских степях 9—11°, а в бассейне Куры 12—15°; зима в Предкавказье характеризуется средними температурами до —4 и —5°, а в восточном Закавказье +1°".

Большой интерес для гидрологии представляет собой положение месячной нулевой изотермы, так как она является границей, выше которой процессы таяния в данном месяце под влиянием температуры воздуха не происходят.

По данным Г. Фиккера [120], в западном Тянь-Шане, приблизительно под 39° с.ш. нулевая изотерма перемещается в течение года по месяцам следующим образом:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Высота, в м. . . .	250	1 150	2 300	3 250	4 050	4 600	5 200	5 400	4 700	3 400	1 950	1 000

Изменение температуры с высотой наблюдается не только на высоких горах, но и на относительно невысоких возвышенностях. Так, для Валдайской возвышенности при изменении высот не более чем на 300 м вертикальный градиент средней годовой температуры составляет 0,56° на 100 м. По данным А. А. Каминского [47], на территории Воронежской области и соседних мест при изменениях высот от 77 до 227 м вертикальный градиент средней годовой температуры воздуха составляет 0,69° на 100 м.

Абсолютная влажность воздуха в горах с высотой уменьшается, но годовой ход ее почти не меняется; относительная влажность с высотой изменяется мало; недостаток насыщения влагой воздуха, так же как и абсолютная влажность, с высотой уменьшается.

В соответствии с изменениями под влиянием рельефа климатических факторов должно происходить и изменение величины среднего многолетнего стока рек. Увеличение количества осадков с высотой и уменьшение температуры воздуха обуславливают повышение среднего годового стока. Это хорошо иллюстрируется картой среднего годового стока рек. Изолинии стока всюду следуют крупным изменениям рельефа, нарушающим обычную зональность в распределении стока.

Справедливость сказанного может быть подтверждена еще и следующим простым расчетом. Представим себе, что бассейн какой-либо равнинной реки, например Унжи, увеличил свою абсолютную высоту на 1000 м. Если принять при этом величину вертикального градиента температуры воздуха для всех месяцев постоянной и равной 0,5° на 100 м, то средние месячные температуры воздуха для бассейна р. Унжи должны быть уменьшены на 5°. Пользуясь графиком П. С. Кузина, нетрудно подсчитать годовую величину потерь испарения при этих пониженных под влиянием высоты температур воздуха.

В табл. 30 приведены данные подсчета испарения для нормальных и пониженных температур воздуха для бассейна р. Унжи до устья.

Таким образом только одно понижение температуры воздуха вызвало бы уменьшение величины испарения, а следовательно, и увеличение стока на 139 мм. Годовая сумма осадков в бассейне р. Унжи до устья по П. С. Кузину [65] составляет 570 мм, сток—240 мм, коэфициент стока—0,42. Если предположить, что количество осадков осталось бы неизменным, то сток под влиянием только понижения температуры воздуха достиг бы величины $y = 240 + 139 = 379$ мм, так как испарение уменьшилось на 139 мм, а коэфициент стока оказался бы равным 0,66, иначе говоря и сток и коэфициент стока увеличились бы более чем на 50%. Так как с увеличением высоты количество осадков также возрастает, то, очевидно, в действительности сток увеличился бы еще больше, а вместе с тем увеличился бы и коэфициент стока.

Увеличение стока с увеличением количества осадков вполне понятно, увеличение же коэфициента стока требует некоторых пояснений. Если увеличение годовой

Таблица 30

Испарение с поверхности бассейна р. Унжи до устья

Месяц	Нормальные условия		Бассейн приподнят на 1000 м	
	Средние месячные температуры воздуха	Испарение, в мм	Средние месячные температуры воздуха	Испарение, в мм
I	—13,0°	2,3	—18,0°	1,2
II	—11,4	2,9	—16,4	1,5
III	— 5,9	7,6	—10,9	3,1
IV	3,0	25,5	— 2,0	14,0
V	10,8	55,5	5,8	34,1
VI	15,8	67,4	10,8	40,7
VII	18,3	71,4	13,3	40,8
VIII	15,6	52,8	10,6	31,3
IX	8,6	25,5	3,6	14,7
X	2,4	12,4	— 2,6	5,9
XI	— 4,5	4,4	— 9,5	2,2
XII	—10,4	1,9	—15,4	1,2
Год	2,4	330	— 2,6	191

суммы осадков, вызванное поднятием бассейна на 1000 м, составляет ΔN мм, то годовая сумма осадков $N_{1000} = N + \Delta N$. Добавочное количество осадков ΔN при уменьшении потерь на испарение на величину Δz целиком израсходуется на увеличение стока, и, таким образом, годовой сток при высоте бассейна в 1000 м — $y_{1000} = y + \Delta N + \Delta z$. Нетрудно показать, что в таком случае разность $\eta_{1000} - \eta > 0$.

В самом деле, $\eta_{1000} = \frac{y + \Delta N + \Delta z}{N + \Delta N}$, $\eta = \frac{y}{N}$ и $\eta_{1000} - \eta = \frac{N\Delta z + \Delta N(N - y)}{N(N + \Delta N)}$.

В полученной разности числитель > 0; так как N всегда больше y, то $N - y > 0$, а следовательно, $\eta_{1000} - \eta > 0$ и $\eta_{1000} > \eta$.

Таким образом с высотой бассейна сток и коэфициент стока возрастают как вследствие уменьшения потерь на испарение, вызванного понижением температур воздуха, так и вследствие увеличения осадков.

Совершенно очевидно, что вертикальная зональность климатических условий в горных районах вызывает не только изменения в величине стока рек, но и в особенностях ряда гидрологических процессов (распределение стока в году, интенсивность паводков и т. п.), и вместе с тем эта зональность проявляется и в изменении соотношений между стоком и климатическими факторами в различных вертикальных зонах.

Это изменение характера соотношений между средним многолетним стоком и климатическими факторами может быть хорошо иллюстрировано данными, заимствованными из Справочника по водным рессурсам Северного Кавказа [107].

В табл. 31 приводятся средние многолетние значения стока, годовых сумм атмосферных осадков, испарения и коэфициентов стока для речных бассейнов, характеризующихся различным высотным положением.

На первый взгляд не существуют зависимости между атмосферными осадками, стоком и испарением.

Корреляционное поле для каждой пары из этих элементов характеризуется значительной беспорядочностью и хаотичностью. Одной и той же годовой сумме атмосферных осадков соответствуют значительно отличающиеся друг от друга величины среднего многолетнего стока и испарения. Так например, годовая сумма осадков для бассейна р. Кубани до г. Краснодара составляет 774 мм, р. Абин до ст. Абинской —773 мм, р. Аргун до с. Дуба-Юрт—781 мм, т. е. годовые суммы осадков отличаются друг от друга не более чем на 8 мм, в то время как средний годовой сток этих рек колеблется от 278 мм (р. Кубань) до 470 мм (р. Аргун),

Таблица 31

Средний многолетний сток, годовые суммы атмосферных осадков и испарения бассейнов рек Северного Кавказа

№ п/п	Бассейны рек	Средняя годовая сумма атмосферных осадков, в мм	Среднио многолетний сток за год, в мм	Среднее годовое испарение, в мм	Средний многолетний коэфициент стока	Примечание
		x	y	z	η	
1	Егорлык до с. Шаблиевского	444	9	335	0,02	Прямая № I
2	Сал до хут. Барабанщикова	314	16	298	0,05	
3	Калаус до г. Петровска	503	16	487	0,03	
4	Сосыка до ст. Сатроминской	498	25	473	0,05	
5	[illegible]я до с. Старощербиновка	471	13	458	0,03	
6	Кубань до с. Георгие-Осетиновское	933	596	337	0,64	Прямая № III
7	Кубань до г. Краснодар	774	278	496	0,36	Прямая № II
8	Большой Зеленчук до ст. Исправной	934	665	269	0,71	Прямая № III
9	Белая до с. Хамышки	1 200	864	336	0,72	
10	Белая до ст. Каменномостской	1 100	744	356	0,68	
11	Белая до г. Майкоп	979	650	329	0,66	
12	Абин до ст. Абинской	773	394	379	0,51	
13	Адагум до ст. Крымской	650	347	303	0,53	
14	Кума до г. Буденовска	474	22	452	0,05	Прямая № I
15	Терек до г. Дзауджикау	900	779	121	0,87	Прямая № IV
16	Терек до ст. Котляревской	837	511	326	0,61	Прямая № III
17	Терек до ст. Черноярской	745	426	319	0,57	
18	Терек до с. Амираджи-Юрт	683	331	352	0,48	
19	Урух до с. Ахсарисар	900	826	74	0,92	Прямая № IV
20	Ардон до с Тамиск	827	681	146	0,82	
21	Баксан до с. Кызбурун	690	505	185	0,73	
22	Аргун до с. Дуба-Юрт	781	470	311	0,60	Прямая № III
23	Сунжа до г. Грозного	650	233	417	0,36	Прямая № II

а величина испарения за год — от 311 мм (р. Аргун) до 496 мм (р. Кубань до г. Краснодара).

Однако, если попытаться разбить все бассейны рек, помещенных в табл. 31, на 4 категории по признаку вертикальной зональности гидрометеорологических особенностей этих бассейнов, то соотношение между годовыми количествами атмосферных осадков, стока и испарения вырисовываются для каждой категории бассейнов совершенно отчетливо, и изменения характеров этих соотношений приобретают определенную закономерность.

На рис. 16 изображены 4 прямых, характеризующих зависимость между стоком и годовыми суммами атмосферных осадков для четырех категорий речных бассейнов. На рис. 17 изображены аналогичные прямые, выражающие зависимость между испарением и осадками для тех же категорий.

К первой категории бассейнов (прямые *I* на рис. 16 и 17) относятся реки, бассейны которых расположены в степной зоне.

Количество атмосферных осадков здесь относительно не велико (300—480 мм), сток крайне незначителен (не более 25 мм). Главная масса атмосферной влаги тратится на испарение, которое является преобладающим процессом для этих бассейнов.

Здесь стекает только то, что не успевает испариться. Коэфициент стока у этих рек ничтожен и не превышает 0,05. Этими особенностями рек I категории и объясняется характер соотношений между стоком и испарением и атмосферными осадками. Годовой сток почти не зависит от атмосферных осадков — угловой коэфи-

циент прямой *I* на рис. 16 близок к нулю и прямая *I* почти параллельна оси *x*-в. Напротив, годовой слой испарения находится в отчетливо выраженной зависимости от годовых сумм атмосферных осадков—угловой коэфициент прямой *I* на рис. 17 близок к единице и прямая *I* составляет угол, близкий к 45°, с осью *x*-в. Для бассейна р. Сал характерным является сравнительно повышенный сток по сравнению с относительно малым количеством атмосферных осадков. Это обстоятельство объясняется более низкими температурами воздуха для этого бассейна, обуславливаемыми более северным положением бассейна, и в соответствии с этим пониженными потерями на испарение. К I категории относятся бассейны рек: Егорлык, Сал, Калаус, Сосыка, Кума.

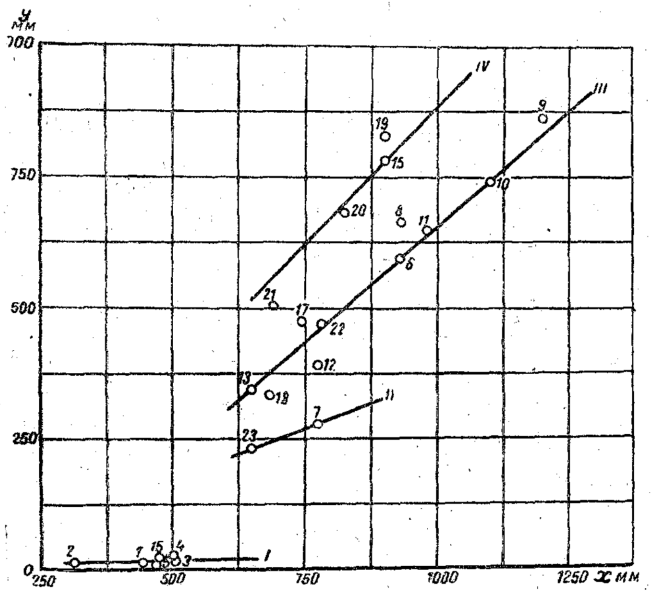


Рис. 16. График зависимости среднегодового стока рек Северного Кавказа от годовых сумм атмосферных осадков.

По мере того, как увеличивается высота бассейна, количество осадков в них возрастает, потери на испарение уменьшаются и в соответствии с этим влияние атмосферных осадков на сток увеличивается, на испарение — уменьшается. Роль последнего процесса в общем гидрологическом цикле становится меньше, роль стока возрастает. Так например, для бассейна р. Кубани до г. Краснодара, общей площадью в 45 490 км², годовая сумма

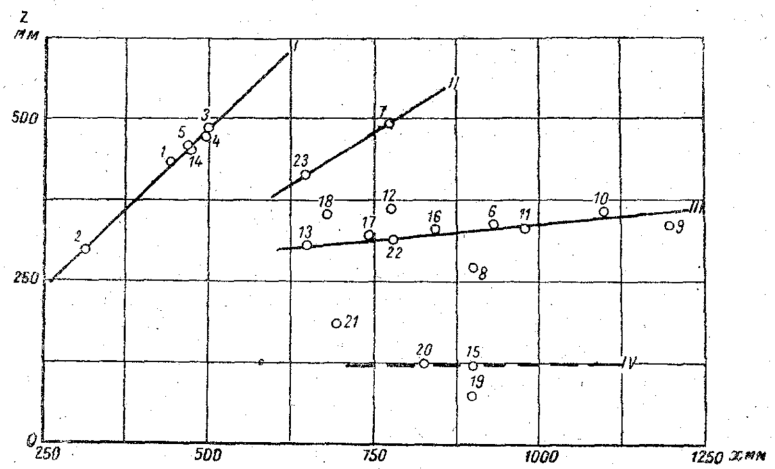


Рис. 17. График зависимости среднегодовых сумм испарения с поверхности речных бассейнов Северного Кавказа от среднегодовых сумм атмосферных осадков.

осадков составляет 774 мм, сток—278 мм, коэфициент стока—0,36. Распределение площади бассейна р. Кубани по высотным зонам, по данным Справочника по водным ресурсам [107], характеризуются следующим образом: площадь с высотными отметками до 200 м составляет 31,4%, с отметками от 200 до 500 м—19,6%,

от 500 до 1000 м—23,6%, свыше 1000 м—25,4% всей площади до г. Краснодара. Иначе говоря, более 50% площади бассейна р. Кубани до г. Краснодара расположено ниже 500 м над уровнем моря.

В питании р. Кубани принимают участие ледники, но площадь оледенения по сравнению со всей площадью бассейна невелика и относительное оледенение бассейна р. Кубани до г. Краснодара составляет всего лишь 0,6%. Таким образом средняя высота рассматриваемого бассейна близка к 500 м, относительное оледенение его ничтожно, значительная часть площади расположена в степной зоне. Эта часть бассейна обладает теми же гидрологическими свойствами или близкими к ним, что и бассейны рек I категории. Зато горная часть бассейна обладает совсем другими чертами. Количество осадков здесь велико, температуры понижены, в питании реки принимают участие ледники и горные снега. В итоге бассейн р. Кубани до г. Краснодара по своим соотношениям между атмосферными осадками и стоком и атмосферными осадками и испарением занимает промежуточное положение между реками степной зоны и горной.

Аналогичными свойствами обладает бассейн р. Сунжи до г. Грозного. Средняя высота его близка к средней высоте бассейна р. Кубани до г. Краснодара, относительное оледенение всего лишь 0,1%, так как в бассейне р. Сунжи до г. Грозного ледники имеются только в верховьях одного ее притока — р. Асса, общей площадью всего лишь в 5,7 км^2. Бассейны р. Кубани до г. Краснодара и р. Сунжи до г. Грозного могут быть отнесены ко второй категории. Соотношения между стоком и испарением и атмосферными осадками для этих рек выражаются на рис. 16 и 17 прямыми *II*. Для прямой стока этих рек угловые коэфициенты возросли, для прямой испарения—уменьшились по сравнению с бассейнами рек I категории. Расположение точек на этих прямых вполне закономерное. Точки, соответствующие бассейну р. Кубани, на обеих прямых расположены выше, чем точки, отвечающие бассейну р. Сунжи, в связи с большой высотой первого бассейна.

Коэфициент стока для обеих рек значительно превосходит коэфициент стока рек I категории и равен 0,36. К следующей (III) категории относятся бассейны рек, расположенные в более высокой зоне. Средние абсолютные отметки бассейнов этих рек больше 500 м, в соответствии с этим и большая часть их площади расположена выше изогипсы в 500 м. Большинство этих рек питается водами, образующимися от таяния ледников и высокогорных снегов, но относительное оледенение их бассейнов в общем не велико и редко достигает 4,5%. К этой категории относятся бассейны рек: Белой, Большого Зеленчука, Кубани до Георгие-Осетинской, Терека до Котляревской, Черноярской и Амираджи-Юрта, Аргуна до Дуба-Юрта и др. Для этих рек характерно быстрое нарастание стока с увеличением годовых сумм осадков, слабо выраженная зависимость испарения от осадков и повышение коэфициентов стока, изменяющихся в пределах от 0,48 до 0,71.

И, наконец, к IV категории относятся реки, площади которых целиком расположены выше изогипсы 500 м, в питании которых роль ледников и высокогорных снегов становится весьма значительной. Относительное оледенение для бассейнов этих рек больше 5% и достигает до 16,7% (Ардон). Для этих рек увеличение годового стока с увеличением годовых сумм осадков происходит еще более резко (прямая *IV* на рис. 16); испарение почти не зависит от осадков (прямая *IV* на рис. 17); коэфициент стока у этих рек больше 0,70 и достигает 0,92 (р. Урух).

Следует, однако, оговориться, что все приведенные климатические данные носят приближенный характер, но тем не менее характерные особенности влияния высот на соотношение между стоком и испарением и осадками проявляются достаточно отчетливо.

Изменение климатических условий с высотой местности в горных районах, естественно, возбуждает предположение о возможности установления количественных соотношений между средним многолетним стоком и средней абсолютной высотой бассейна. За границей такого рода попытки принадлежат Г. Шпильману [128] и Р. Дренкгану [118]. Г. Шпильман в результате исследования рек системы р. Ааар до г. Берна за период с 1917 по 1928 гг. построил график зависимости среднего

многолетнего стока и распределения стока в году от средней высоты бассейна. Инженер Р. Дренкган, изучая зависимость стока от атмосферных осадков для юго-запада Германии, пришел к заключению, что отклонения соотношений между стоком и осадками для этого района от уравнения, предложенного Келлером, объясняется неудовлетворительностью методов измерения атмосферных осадков (недоучет их). Основываясь на этом Р. Дренкган предложил следующую формулу зависимости стока от осадков, представляющую собой уравнение Келлера, видоизмененное введением поправки, учитывающей недоучет атмосферных осадков в зависимости от высоты места:

$$\bar{y} = \frac{15}{16}\bar{x} - 460 + 30\left[\frac{h}{100} - 6 + \sqrt{\left(\frac{h}{100} - 6\right)^2 + 1}\right], \qquad (30)$$

где $\bar{y}$ — средний многолетний сток в миллиметрах, $\bar{x}$ — средняя многолетняя сумма атмосферных осадков, h — высота бассейна в метрах. Уравнение Р. Дренкгана представляет собой результат грубой методологической ошибки. То обстоятельство, что данные по стоку и атмосферным осадкам не удовлетворяют уравнению Келлера, объясняется не столько недоучетом атмосферных осадков, который несомненно имеет место в горных районах, сколько резким изменением характера зависимости между стоком и осадками при переходе от одной вертикальной зоны к другой. Изменения в виде этих зависимостей обуславливаются тем, что с увеличением высоты местности изменяется не только количество осадков, но и температура воздуха, а стало быть, и потери на испарение.

В советской литературе также имеется несколько попыток установления зависимости среднего многолетнего стока рек от средней высоты их бассейнов — в работах Б. Д. Зайкова [33, 40], В. К. Давыдова [21], И. А. Киреева [48] и др.

Б. Д. Зайков, изучая сток рек в бассейне оз. Севан, пришел к выводу, что „общей для всего Севанского бассейна зависимости стока от высоты не наблюдается, а намечается ряд зависимостей от отдельных гидрологических районов...“ [33]. По мнению автора, отсутствие общей для всего бассейна зависимости свидетельствует о различии физико-географических условий, главным образом осадков, в пределах одних и тех же высотных зон отдельных районов бассейна.

В. К. Давыдов и Л. А. Владимиров [21] в своей работе, посвященной водному балансу Армении, при анализе карты среднего многолетнего стока рек изучаемого района использовали график зависимости среднего многолетнего стока рек от средней высоты бассейна, построенный по данным 10 речных бассейнов.

По мнению авторов исследования: „При большом разнообразии факторов стока нельзя рассчитывать на строго линейную зависимость между этими явлениями, но для отдельных гидрологических районов намечается определенная связь, и обычно аномальные случаи на карте резко выделяются и на графике“ [стр. 135].

По совершенно справедливому мнению И. А. Киреева [48], упомянутая выше форма зависимости среднего многолетнего стока от средней высоты не убедительна и исключает возможность экстраполяции и проведения аналогии с бассейнами, для которых непосредственные наблюдения над стоком отсутствуют.

Киреев, разбивая те же 10 речных бассейнов на три группы в зависимости от размеров площадей бассейнов и значений модулей стока, для каждой из этих групп предлагает самостоятельные кривые зависимости среднего многолетнего стока рек от высоты их бассейнов.

Возможность такого решения задачи убеждает И. А. Киреева применить этот же принцип для района с более однородными физико-географическими условиями—бассейна р. Зеравшана; при этом Киреев совершенно справедливо подчеркивает, что „средняя высота в горах не является единственным регулирующим фактором (стока)“. Кривая зависимости среднего многолетнего стока от высоты, предложенная автором, по данным 16 речных бассейнов в верховьях реки Зеравшаны изображена на рис. 18.

Как указывает автор, с увеличением высоты возрастает количество осадков, а следовательно, и сток, но, начиная с некоторой высоты, кривая стока начинает отставать от кривой осадков, а затем круто опускается вниз.

По мнению Киреева, причина этого явления заключается в падении температур воздуха, уменьшающем интенсивность процессов таяния и способствующем усиленному питанию области накопления, и, кроме того, в уменьшении осадков после некоторой высотной зоны.

На соотношение между средним годовым стоком и высотой бассейна, по свидетельству Киреева, оказывает определенное влияние и степень оледенения (относительное оледенение, выраженное в процентном отношении площади, занимаемой ледниками, к общей площади бассейна). Это обстоятельство подтверждается сходством между кривыми зависимостей стока и относительного оледенения от средней высоты бассейна.

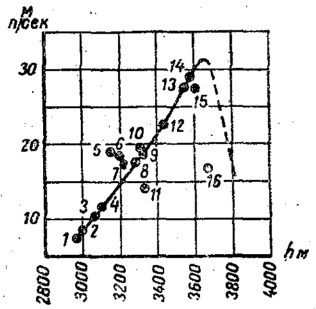


Рис. 18. График зависимости среднегодового стока горных рек в бассейне р. Зеравшана от средней высоты бассейнов (по И. А. Кирееву).

Р. А. Филенко в своей работе, посвященной стоку рек Средней Азии, использовала график зависимости среднего годового стока рек от высоты их бассейна для рек, принадлежащих к бассейну оз. Иссык-Куль [113].

Б. Д. Зайков в своем исследовании стока рек и его распределении в году на территории Кавказа [40] подвергает очень тщательному анализу вопрос о зависимости среднего годового стока рек от высоты речных бассейнов и приходит к очень интересным и существенным выводам. По мнению Зайкова, на Кавказе в пределах одного и того же склона, и даже на более или менее значительном его протяжении, единой обобщенной зависимости среднего годового стока рек от высоты их бассейнов существовать не может. Справедливость этого положения хорошо подтверждается большим количеством (29) локальных зависимостей стока от высоты, построенных автором исследования для различных районов Кавказа (рис. 19).

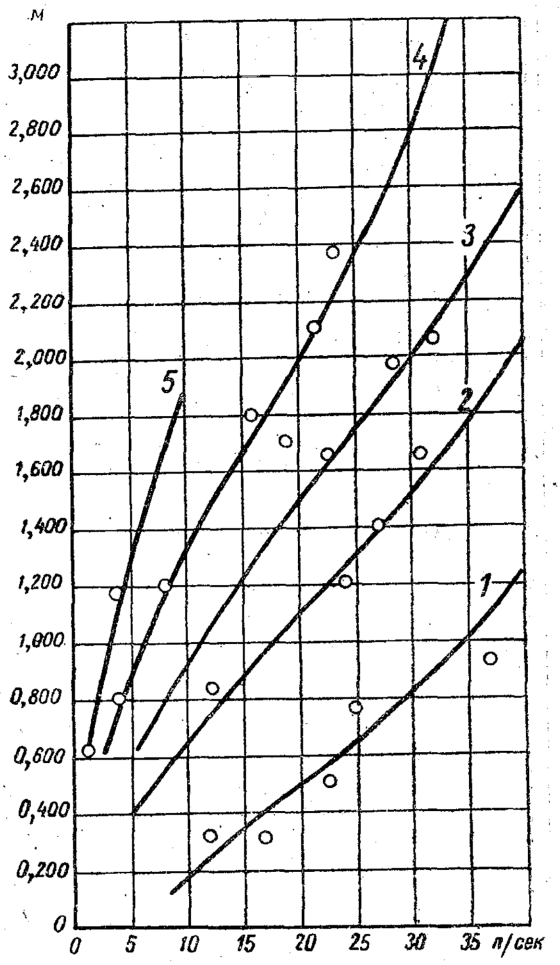


Рис. 19. График зависимости среднегодового стока рек в бассейне р. Кубани от средних высот бассейнов (по Б. Д. Зайкову).

1 — басс. рр. Пшиш, Псекупс и др., *2* — басс. р. Белой, *3* — басс. р. Лабы, *4* — басс. рр. Б. и М. Зеленчук, *5* — верховья рр. Кума и Подкумок.

При всех различиях в количественном отношении этих зависимостей, у них имеется качественное сходство. Это последнее заключается в том, что изменение

стока с высотой происходит по криволинейному закону, причем градиент стока первоначально растет с высотой, достигает на некоторой высоте максимума, после чего начинает уменьшаться. Эти высоты максимального градиента стока находятся на Кавказе в различных зонах.

Так, по данным Б. Д. Зайкова, в западной половине северного склона Большого Кавказа она находится в зоне 1200—1800 м, в восточной половине того же склона— на высоте 1300—2500 м; в западной—на высоте 800—2000 м, в восточной—1700—2000 м и на Малом Кавказе от 1600 до 3300 м над ур. м. Автор отмечает, что аналогичный характер имеют зависимости годовых сумм атмосферных осадков от высоты для отдельных долинных профилей Малого Кавказа.

Градиент среднего годового стока рек Кавказа колеблется в широких пределах от 0,5 до 15 л/сек. на каждые 100 м. Наибольших значений они достигают в северной половине юго-западного склона Главного Кавказского хребта, в бассейнах рр. Кодори, Бзыби, Сочи и др.

Совершенно очевидно, что все зависимости среднего многолетнего стока рек от средней высоты бассейна носят исключительно локальный характер. Это следует прежде всего из того, что основные стокообразующие климатические факторы — атмосферные осадки и температура воздуха — не находятся в единой общей зависимости от высоты бассейна. Изменение количества осадков с высотой определяется в значительной мере, как указывалось выше, общими орографическими условиями, экспозицией склонов, защищенностью их от влагоносных ветров.

Равным образом и изменение температуры воздуха с высотой не подчиняется одному и тому же закону во всех горных районах. Как указывалось выше, когда шла речь о влиянии рельефа и высоты местности на температуру воздуха, вертикальный градиент последней далеко не остается постоянным, в то же время и годовой ход этого градиента также не сохраняет одни и те же черты в различных горных районах.

Вместе с тем исследование указанных локальных зависимостей стока рек от средней высоты бассейна может явиться достаточно удобным приемом для решения целого ряда задач в области изучения стока рек в мало изученных горных и высокогорных районах.

Влияние геолого-почвенных условий на величину среднего многолетнего стока. Геолого-почвенные условия едва ли оказывают какое-либо непосредственное влияние на сток. Их воздействие направлено на процессы инфильтрации и испарения. Влияние геолого-почвенных условий на явления инфильтрации, ее интенсивность, глубину проникновения влаги в почву, а стало быть, и дальнейшую судьбу этой влаги бесспорно. В зависимости от тех или иных геолого-почвенных условий при данных особенностях климата увеличивается или уменьшается то количество влаги, которое задерживается в активном слое почвы и, следовательно, может быть затрачено в дальнейшем на процесс испарения. С другой стороны, этими же условиями определяется и то количество влаги, которое выходит за пределы активного слоя и затрачивается затем на пополнение запаса грунтовых вод.

Высказанное выше положение о трудности выяснения степени влияния физико-географических (кроме климатических) факторов на сток остается справедливым и по отношению к геолого-почвенным условиям.

Решение этой задачи в отношении почвенного покрова затруднено еще и тем обстоятельством, что и сами почвенные особенности тесно связаны с климатическими факторами.

Только в отдельных случаях влияние почвенно-геологических условий может быть выявлено очень отчетливо именно тогда, когда процессы инфильтрации оказываются особенно интенсивными. В качестве примера можно привести данные для двух речных бассейнов Италии, заимствованные у М. И. Львовича [69] (табл. 32).

При одинаковых климатических условиях, близких размерах площадей, сходных условиях рельефа, — два речных бассейна характеризуются значительно отличающи-

Таблица 32

	р. Летимбро до Пиккардо	р. Сансонбия до Эллеры
Площадь бассейна, в км²	33	41
Максимальная отметка бассейна, в м	840	1 287
Средняя высота бассейна, в м	404	500
Проницаемая часть поверхности бассейна, в % от общей площади	15	100
Годовая сумма атмосферных осадков, в мм	1 360	1 376
Годовой сток, в мм	744	950
Потери стока (осадки—сток), в мм	616	426

мися друг от друга величинами потерь, а стало быть, и стока. Эти различия целиком объясняются условиями инфильтрации.

Другим примером могут быть данные по двум речным бассейнам Европейской территории СССР—р. Оки до г. Калуги и р. Уфы до устья (табл. 33).

Таблица 33

	р. Ока до г. Калуги	р. Уфа до устья
Площадь бассейна, в км²	54 000	52 850
Годовая сумма атмосферных осадков, в мм	575	550
Средний годовой недостаток насыщения, в мм	2,20	2,30
Годовой сток, в мм	183	274
Потери стока (осадки—сток), в мм	392	276

Площади бассейнов рассматриваемых рек мало отличаются друг от друга (разница около 3%). Годовая сумма осадков для бассейна р. Оки больше, а недостаток насыщения меньше, чем для бассейна р. Уфы. Следовательно, в бассейне р. Оки имеются более благоприятные климатические условия, которые должны были бы вызвать большую величину среднего многолетнего стока и меньшие потери стока. В действительности же дело обстоит как раз наоборот. В бассейне р. Уфы сток больше, а потери стока меньше, чем в бассейне р. Оки. Объясняется это тем, что в бассейне р. Уфы имеется значительное развитие карстовых явлений, способствующих более глубокому проникновению атмосферных осадков, а стало быть, и меньшим потерям на испарение.

Может возникнуть предположение, что столь значительная разница в потерях стока в рассматриваемых бассейнах объясняется различием в распределении осадков в течение года, в частности бо́льшим количеством осадков, выпадающих в холодный период в бассейне р. Уфы, чем в бассейне р. Оки. Действительно, в последнем бассейне сумма осадков холодного периода примерно на 50 мм меньше, чем в бассейне р. Уфы, между тем как разность потерь составляет 116 мм. Очевидно, что это обстоятельство (распределение осадков) не может служить объяснением столь значительной разницы в потерях стока. Справедливость этого может быть подтверждена еще и следующими соображениями. По данным Львовича [68], р. Ока (до г. Мурома) характеризуется следующими источниками питания: грунтовое — 15%, снеговое — 65%, дождевое — 20%. Для р. Уфы до п. Дудинского ($F = 52\,700$ км²) грунтовое питание составляет 36%, снеговое — 42% и дождевое — 22% годового стока. Столь повышенная роль подземного стока свидетельствует о повышенной роли процессов инфильтрации в бассейне р. Уфы по сравнению с бассейном р. Оки.

В бассейнах рек, сложенных рыхлыми водопроницаемыми горными породами, процессы инфильтрации принимают настолько ярко выраженный характер, что эти породы становятся аккумуляторами влаги, обуславливающими равномерное питание рек.

Это обстоятельство послужило основанием для Львовича выделить особый тип режима — Лоанский, по имени р. Лоа (Южная Америка).

Для этой реки характерным является несоответствие между осадками и стоком засушливого периода (апрель — декабрь), в течение которого здесь выпадает около 4—5 мм осадков ($10^0/_0$ годовой суммы), в то время как слой стока за это же время равен 9 мм, или $75^0/_0$ годового стока.

Распределение стока р. Лоа по сезонам в течение года весьма равномерно, в то время как осадки распределены крайне неравномерно.

В Армении (СССР) роль подземного питания в долине среднего и нижнего течения р. Аракса также очень велика. Здесь в бассейне оз. Севан, р. Занги, в долине р. Аракс имеют место выходы подземных вод, дебит которых достигает 600—1000 л/сек.

В предгорных районах Средней Азии, в особенности в области конусов выносов горных рек, наблюдаются отчетливо выраженные процессы инфильтрации как атмосферных осадков, так и речных вод. Здесь у основания конусов выноса часто наблюдаются образования небольших рек, режим которых тесно связан с режимом рек, теряющих свои воды в конусах выноса.

В Крыму область максимального орошения атмосферными осадками (яйлы) характеризуется отсутствием стока; область максимального стока расположена ниже, в районах выхода грунтовых вод, обязанных своим происхождением интенсивным процессам инфильтрации на поверхности яйл, в области мощного развития карстовых явлений.

Проникновение воды в почву, процесс инфильтрации или просачивания, представляет собой сложное явление. Сложность его усиливается тем, что просачиваться может как гравитационная вода, так и молекулярная, а в соответствии с этим движение воды может быть струйчатым, капиллярным и пленочным.

Физическое различие между этими формами движения воды в грунте весьма велико. Оно заключается в том, что первые два вида движения связаны с размерами капилляров и пор, пленочное же с размером поверхности частиц грунта. Капиллярное движение происходит по закону Дарси, струйчатое по более сложному закону, определяющему сопротивление движения пропорциональным скорости с показателем степени более 1; законы же пленочного движения до сего времени изучены очень слабо и математические формы их выражения не установлены вовсе.

Первая форма движения свойственна крупнозернистым грунтам, капиллярная же и пленочная — мелкозернистым, хотя и в крупнозернистых грунтах пленочное движение существует, но роль и количественное значение его крайне невелики.

Напротив, в очень мелких грунтах количественная роль и значение пленочного движения очень велики.

Бельгийским гидрологом Дандримоном разработана в настоящее время общеизвестная классификация грунтов, основанная на характере соотношений между скоростями движения и расходами воды через единицу площади поверхности грунта при капиллярном и пленочном движениях.

Классификация грунтов Дандримона и предложенное этим же исследователем разделение всего процесса движения воды в мелкозернистых грунтах на три фазы дают достаточно отчетливую схему (в качественном отношении) явления инфильтрации воды в почву. Однако эта схема, вошедшая в большинство учебников по гидрологии [13], не получила дальнейшего развития в количественном отношении.

В работах американских гидрологов по этому вопросу намечается несколько иной подход к решению задачи об интенсивности процессов инфильтрации. Эта последняя, по мнению американских гидрологов, определяется инфильтрационной способностью почвы. Как бы ни была установлена инфильтрационная способность почв — путем ли лабораторных или полевых опытов и наблюдений, во всех случаях

инфильтрационная способность почв американскими гидрологами изучается одновременно и в связи с выпадением атмосферных осадков и процессом стока. Этим самым подчеркивается, что процесс инфильтрации воды в почву является одним из звеньев в гидрологическом цикле и это звено должно изучаться непременно в связи со всеми другими звеньями этого цикла.[1]

Р. Хортон подчеркивает, что инфильтрационная способность почвы „имеет точное сходство с проницаемостью, которая фигурирует, например, в формуле Слихтера, но она необязательно тождественна с ней, и, вообще говоря, фактически и не должна быть тождественна" [123].

Вместе с тем, по мнению Хортона, инфильтрационная способность почвы, представляющая собой важное характерное свойство почвы, в общем гидрологическом цикле не является свойством почвы, зависящим только от механических и физических свойств ее, но в значительной мере зависящим от увлажнения почвы, а следовательно, и от метеорологических условий — интенсивности и повторяемости дождей.

Инфильтрационная способность почвы не остается постоянной, а меняется во времени. Для данной почвы инфильтрационная способность изменяется от некоторой максимальной величины, когда почва суха, до наименьшей величины — после увлажнения и уплотнения. Инфильтрационная способность почвы близка к максимуму во время коротких ливней, выпадающих после засушливых периодов, и близка к минимуму во время длительного увлажнения.

Изменение инфильтрационной способности почвы по Хортону рисуется в следующем виде. Начиная с максимального значения в самом начале дождя, инфильтрационная способность почвы быстро падает в результате следующих процессов: уплотнения поверхности почвы под действием дождя, набухания почвы, закрывающего мелкие трещины и другие отверстия, вмывания мелкозернистого материала в отверстия в поверхностном слое почвы.

Все эти явления ограничиваются сравнительно тонким поверхностным слоем почвы. По данным Хортона, инфильтрационная способность естественных почв может уменьшаться от 1 дюйма/час (25,4 мм/час) в начале дождя до 0,5 дюйма/час (12,7 мм/час) в течение промежутка времени от одного до 2—3 часов. При дальнейшем выпадении дождя в течение некоторого времени происходит уменьшение инфильтрационной способности почвы, пока эта последняя не достигнет стабильного значения. После окончания дождя начинается восстановление инфильтрационной способности почвы до максимального значения. Этот процесс восстановления инфильтрационной способности почвы происходит от одного и менее (для песчанистых почв) и до нескольких дней (для глинистых и тонкоструктурных почв). Амплитуды колебаний инфильтрационной способности почвы зависят, по мнению Хортона, от типа почвы, от условий, в которых она находится.

В табл. 34 и 35 приводятся некоторые данные, заимствованные у Хортона, об инфильтрационной способности почвы f в США для бассейна р. Ралстон-Крик (штат Айова).

Приведенные в табл. 34 и 35 данные свидетельствуют прежде всего о значительной изменчивости величины f и отчетливо выраженной зависимости ее от предшествующих метеорологических условий. Как правило значения f для дождей, выпадающих после короткого бездождевого периода (менее 1-го дня — класс А в табл. 34 и 35), больше значений f для дождей, выпадающих после более длительных бездождевых промежутков (класс В в табл. 34 и 35).

По данным Хортона, амплитуда колебаний величины f, т. е. разность между максимальным и минимальным значением ее, колеблется около 1 дюйма/час для глинистых почв и уменьшается по мере перехода к почвам более грубого состава. В то же время, как это видно из данных табл. 35, амплитуда средних значений

[1] Следует иметь в виду, что американские исследования, посвященные вопросам инфильтрации влаги в почве, связаны с изучением дождевого стока, а стало быть, и процессов инфильтрации дождевых вод.

f при одном и том же составе почвы достигает до 1,54 дюйма час. Таким образом изменчивость значений величины f в гораздо большей мере зависит от степени увлажнения почвы и метеорологических условий (повторяемость дождей), чем от природных свойств почвы. Отсюда можно сделать вывод, что, вообще говоря, потери на инфильтрацию дождевых вод (временные или постоянные) в большей части определяются степенью влажности почвы и метеорологическими условиями — повторяемостью и интенсивностью дождей, чем механическим составом и структурными свойствами почвенного покрова. Исключение составляют почвы, обладающие особо повышенной способностью к инфильтрации.

Таблица 34

Средняя инфильтрационная способность почвы f (в дюйм/час.) для бассейна р. Ралстон-Крик, штат Айова

Год	Класс А	Класс В	Среднее для всех случаев
1925	1,55	0,53	1,14
1926	0,98	0,86	0,23
1927	1,43	0,28	0,71
1928	0,98	0,36	0,74
1929	1,65	0,97	1,31
1930	1,57	0,44	1,29
1931	1,07	1,92	1,35
1932	1,09	—	1,09

Примечание. Класс А — ливни, следующие за 2-мя дождевыми днями или более.

Класс В — ливни, выпадающие после 1-го или менее 1-го дня без дождя.

Таблица 35

Средние месячные величины инфильтрационной способности почвы f в (дюйм/час., для бассейна р. Ралстон-Крик, штат Айова

Месяц	Класс А	Класс В	Средняя для всех ливней
Февраль . .	0,17	—	0,17
Март	0,12	0,03	0,10
Апрель	0,12	0,10	0,11
Май	1,20	0,24	0,87
Июнь	1,57	0,81	1,21
Июль	1,36	0,32	0,91
Август	0,75	0,47	0,66
Сентябрь . . .	1,11	1,92	1,23
Октябрь . . .	—	0,25	0,25
Ноябрь . . .	0,11	—	0,11

Потери на инфильтрацию в период весеннего половодья также, повидимому, в гораздо большей мере зависят от метеорологических условий, чем от особенностей почв. Инфильтрационная способность почв в период снеготаяния, по всей вероятности, всегда близка к минимальным значениям. В самом деле, в этот период времени, с одной стороны, засушливые условия в полной мере отсутствуют, ибо при наличии снежного покрова и при процессах его таяния и стока талых вод всегда имеют место повышенные увлажнения почвенного покрова. С другой стороны, промерзшие почвы также способствуют уменьшению потери на величину инфильтрации. Таким образом для фазы весеннего половодья инфильтрационная способность почв стремится к минимальным значениям и величина ее в значительной мере определяется метеорологическими условиями; для периода стока дождевых вод инфильтрационная способность почв возрастает, но влияние ее зависит не только от природных свойств почв, но и от увлажнения почвы и от метеорологических условий. Таким образом в течение всего года потери на инфильтрацию оказываются в значительной степени зависящими от метеорологических условий, а не только от свойств самого почвенного покрова. Такой вывод кажется на первый взгляд парадоксальным. Но эта парадоксальность только кажущаяся. В самом деле, хорошо известно, что в южных районах СССР в зоне недостаточного увлажнения потери на инфильтрацию значительно больше, чем в северных, расположенных в зоне избыточного увлажнения. Здесь на севере летом менее интенсивные дожди дают

больший гидрологический эффект, чем более интенсивные дожди на юге. Наконец, на схеме классификации рек СССР по источникам питания, предложенной М. И. Львовичем [68], роль дождевого питания неизменно возрастает с юга на север. На этой схеме на крайнем юге расположены область рек снегового питания (*S*) к ней на севере примыкает область рек, обозначаемых М. И. Львовичем символом *Su* (преимущественное снеговое + грунтовое), еще далее на север область *Sru* (преимущественно снеговое + дождевое + грунтовое) и на крайнем севере область *Sr* (преимущественно снеговое + дождевое). На крайнем юге преобладают почвы с повышенной инфильтрационной способностью. Величина ее определяется как механическим составом почв, так и усиливается малым количеством осадков, значительно длительными бездождевыми периодами. Чем дальше на север, тем более под влиянием метеорологических условий сглаживается различие в инфильтрационной способности почв, обуславливаемой их механическим составом и структурой. Большая увлажненность, малые промежутки бездождевых периодов, а на Крайнем Севере длительное промерзание почв все более и более сглаживают различие в природных инфильтрационных свойствах почвенного покрова.

Какова бы ни была инфильтрационная способность почвы, потери на инфильтрацию в течение года не определяют полностью величину годового стока, так как часть воды, проникшей в почву, относится к категории действительных потерь стока (испарение с поверхности почвы и транспирация растений), часть же представляет собой временные потери, в дальнейшем участвующие в формировании годового стока в виде грунтового стока.

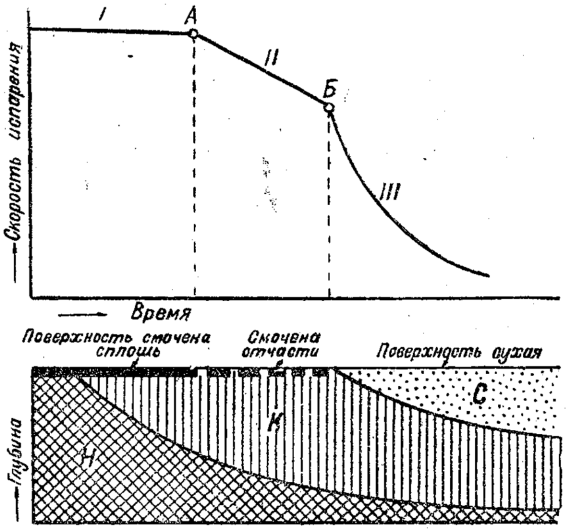


Рис. 20. Схема процесса испарения с. поверхности почвы (по Б. Г. Иванову).

Совершенно справедливо указывает Б. Г. Иванов, что „испарение с поверхности почвы является сложным комплексом процессов, причем некоторые из них находятся в очень отдаленном отношении к метеорологическим условиям и часто зависят от причин другого порядка“ [43 стр. 68].

В зоне избыточного увлажнения, где влаги, как правило, всегда достаточно для того, чтобы обеспечить процессы испарения, величина последней определяется главным образом климатическими условиями.

В зоне недостаточного увлажнения величина испарения зависит главным образом от передвижения влаги в активном слое почвы, причем совершенно очевидно, что условия передвижения влаги только косвенно зависят от условий погоды и зависимость эта меняется во времени. Таким образом размеры испарения, происходящего непосредственно с поверхности почвы, при прочих равных условиях находятся в зависимости от свойств самого почвенного покрова. Зависимость эта носит очень сложный характер, так как самый процесс испарения с почв проходит несколько стадий, в течение каждой из которых испарение с поверхности проходит различным образом.

На рис. 20 показаны три таких стадии. В первое время, когда поверхность почвы сплошь смочена, испарение с поверхности происходит наиболее интенсивно. Убыль влаги вследствие испарения тотчас же пополняется притоком воды из прилегающей части насыщенного влагой поверхностного слоя. Этот период может

быть назван стадией постоянного испарения (*I*, рис. 20). В это время испарение зависит главным образом от метеорологических условий. Начиная с некоторого момента времени, подача воды снизу к поверхности почвы становится меньше интенсивности испарения. Скорость испарения начинает уменьшаться. Влажность почвы падает, на поверхности ее появляются просохшие участки, размеры которых все увеличиваются. Величина испарения в этот период (*II*, рис. 20) определяется отчасти метеорологическими условиями, в особенности на увлажненных участках почвы, отчасти интенсивностью подачи влаги снизу к ее поверхности. Эта стадия заканчивается моментом полного просыхания всей поверхности почвы. Начало стадии *II* определяется точкой *A*, являющейся критической точкой перелома в интенсивности испарения, когда скорость последнего начинает падать и влажность почвы уменьшаться. Конец стадии *II* определяется точкой *Б* (вторая критическая точка), когда просыхает вся поверхность почвы. С этого момента наступает стадия *III*, в течение которой скорость испарения зависит главным образом от скорости поступления влаги от нижних слоев почвы к ее поверхности. Ток же влаги зависит от размера пор грунта: при меньших размерах пор скорость движения влаги будет меньше, при больших — больше. Казалось бы, что при прочих равных условиях испарение с поверхности почвы в мелкозернистых грунтах должно быть меньше. Вместе с тем суммарная поверхность частиц грунта возрастает с уменьшением размера частиц. Таким образом суммарная испаряющая поверхность частиц, покрытых пленочной водой, будет больше, а следовательно, и испарение в мелкозернистых грунтах должно быть больше. Иначе говоря, как указывает по этому поводу М. А. Великанов [13], здесь имеются два различных, противоположных фактора, и можно предполагать, что наибольшее испарение должно иметь место для грунтов какой-то средней крупности зерен и будет меньше как при большей, так и при меньшей крупности зерен.

Процесс испарения с поверхности почвы усложняется еще и воздействием на этот процесс уровня стояния грунтовых вод, а следовательно, и различной длиной пути, который приходится пройти частицам воды как от поверхности почвы до зеркала грунтовых вод при процессах фильтрации, так и от зеркала грунтовых вод до поверхности почвы при капиллярном поднятии вод. В обоих случаях в зависимости от скорости движения либо ослабевает, либо усиливается процесс перехода влаги из жидкого в газообразное состояние и тем самым изменяется величина потери на испарение. Значительная часть влаги, задержанной почвой в результате процесса инфильтрации, затрачивается на транспирацию влаги растительностью. Это с несомненностью следует хотя бы из того, что относительно малая часть земной поверхности в течение летнего периода (или, точнее, периода, когда снег отсутствует) остается свободной от растительного покрова, да и на самый процесс транспирации затрачивается значительно больше влаги, чем на испарение с оголенной поверхности почвы.

Учитывая это обстоятельство и принимая во внимание то, что в определенных стадиях процесса испарения с поверхности почвы этот последний находится в определенной зависимости от метеорологических условий, можно предполагать, что с количественной точки зрения влияние почвенных условий на величину суммарных потерь на испарение, а стало быть, и на величину среднего многолетнего стока рек относительно невелико, во всяком случае значительно уступает влиянию климатических факторов.

Влияние растительного покрова на средний многолетний сток. Влияние растительного покрова на величину среднего многолетнего стока выражается в следующих формах:

1. Растительный покров задерживает часть атмосферных осадков на своей поверхности и тем самым увеличивает потери на испарение.

2. Растительный покров является интенсивным потребителем влаги, затрачивающим большее количество ее на транспирацию.

3. Растительный покров увеличивает шероховатость земной поверхности, уменьшает скорость стекания воды и тем самым увеличивает инфильтрацию воды в почву.

4. Растительный покров, в особенности лес, вызывает некоторое уменьшение потерь на испарение с поверхности почвы.

5. Растительный покров замедляет процесс таяния снега и тем самым усиливает процесс инфильтрации.

Количество осадков, задерживаемых растительностью, в особенности лесом, может быть настолько большим, что пренебрегать этим явлением не представляется возможным. По имеющимся в литературе данным, различными породами деревьев задерживается от 20 до 59% общего количества осадков, причем твердые осадки (снег) задерживаются кронами деревьев в меньшей мере, чем жидкие.

Особенно мощной формой воздействия на величину среднего многолетнего стока является транспирация растительного покрова. Общеизвестен тот факт, что затраты на транспирацию растительного покрова обычно больше, чем испарение с водной поверхности и с оголенной почвы.

Подавляющее большинство количественных данных о потери на транспирацию получено в результате измерений в искусственных условиях и, в сущности говоря,

Таблица 36

Виды растительности	Сумма потерь на транспирацию за вегетационный период, в мм
Злаки, травы, культурная растительность	229—254
Лиственные деревья	203—305
Мелкие деревья и кустарники	154—203
Хвойные деревья	102—154

не дает представления о действительных размерах этого явления. По данным А. Мейера [125], в условиях США при одинаковых климатических условиях потери на транспирации за вегетационный период различными видами растительности характеризуются величинами, приведенными в табл. 36.

Некоторые косвенные данные свидетельствуют о сильном испаряющем действии лесной растительности; так например, известно, что уровень грунтовых вод в лесу всегда стоит ниже, чем на опушке.

По мнению М. А. Великанова [13], сравнение стояния грунтовых вод в лесу и на опушке леса характеризует лишь одну сторону явления — расходование лесом почвенной влаги в то время как другая сторона явления, а именно, питание грунтовых вод лесом, остается при этом неосвещенной.

Великанов полагает, что: „Там, где количество осадков значительно превышает физиологическую потребность леса в воде, а также там, где непроницаемый пласт залегает на сравнительно большой глубине, лес дает более выгодное для меженнего питания реки распределение влаги (неизрасходованной собственным испарением) между поверхностным и подземным стоком (увеличивая подземный за счет поверхностного). Там же, где превышение осадков над физиологической потребностью леса в воде не очень велико или где непроницаемый пласт лежит неглубоко, леса расходуют влаги больше, чем то количество, которое было бы сброшено в реку поверхностным стоком, если бы леса не было" [стр. 73].

Травяная растительность увеличивает потери на испарение. Многолетние опытные данные подтверждают правильность этого положения. По данным В. Фридриха, по наблюдениям в Эберсвальде в Германии, испарение с обнаженной почвы оказалось на 182—206 мм меньше, чем с поверхности, покрытой травой.

Следует признать, что, несмотря на обширные исследования, посвященные вопросам транспирации растений, это явление до сего времени изучено весьма слабо. Фактические материалы наблюдений не дают возможности составить сколько-нибудь отчетливую количественную характеристику этого явления.

Так как этот процесс в значительной мере носит физиологический характер, то естественно предположить, что в условиях нормальной жизни тех или иных

растений транспирация по величине очень слабо меняется в зависимости от метеорологических и почвенных условий. С другой стороны, так как развитие тех или иных растительных сообществ несомненно связано с климатическими условиями и в значительной мере ими определяется, то естественно решение задачи о количественном определении потерь на транспирацию для отдельных территорий в первом приближении ставить в зависимости от климатических факторов. Такой метод решения этой задачи применялся рядом авторов: Мейером для определения потерь на транспирацию в зависимости от температуры воздуха, Ольдекопом и Кузиным — суммарных потерь на испарение, включая и транспирацию, первым в зависимости от осадков и недостатка испарения, вторым — от температуры воздуха и недостатка насыщения, Вундтом — в зависимости от температуры воздуха и осадков, Ивановым — в зависимости от максимальной упругости водяных паров при средней годовой температуре воздуха и годовых сумм атмосферных осадков.

Регулирующая роль леса в процессе стекания дождевых и талых вод хорошо известна. Она особенно отчетливо проявляется в горных районах, где интенсивность стока повышена по сравнению с равнинными областями. Здесь уничтожение лесов неизменно вызывает развитие катастрофических наводнений и, напротив, облесение склонов является одним из методов борьбы с наводнениями. В соответствии с замедлением стока происходит усиление процессов инфильтрации влаги в почву. Но не только в горных, но и в равнинных областях имеет место регулирующее влияние леса на сток. Так, по данным Н. Е. Ткаченко [110], в дубовом лесу Воронежской области в течение осени 1926 и лета 1927 гг. ни один дождь, достигающий в отдельных случаях 44 мм в сутки, не дал поверхностного стока. Осадки полностью впитались почвой. В Сиверском лесничестве в еловом лесу при плотных суглинистых почвах в течение трех лет (1928—1931 гг.) сток дождевых осадков летом составлял всего лишь 0,01%, осенью 0,1%. После же вырубки леса на части участка сток летом достиг той же величины, что сток осенью на лесном участке.

Ослабление процессов испарения с поверхности почвы в лесу объясняется уменьшением скорости ветра в лесу, понижением температуры почвы и воздуха, повышением относительной влажности, следовательно уменьшением недостатка насыщения и наличием лесной подстилки. По данным баварских опытов, поверхностный слой почвы в лесу испаряет в 2,5—2,7 раза меньше, чем в поле. По данным А. Энглера [119], в горах в Швейцарии в пихтовом лесу почва испаряет в три раза меньше, чем луг или поле на участке, не покрытом лесом. Большой интерес представляют собой данные того же автора об общем балансе испарения (табл. 37).

Таблица 37

Результаты подсчетов А. Энглера

Характер поверхности	Испарение с поверхности, почвы в мм	Транспирация растительности, в мм	Всего, мм
Лес	123	300	423
Луг и поле . . .	369	130	499
Выгон	369	65	434

Таким образом, по данным Энглера, горный лес в сумме испаряет в атмосферу влаги не больше, чем горный луг, выгон или поле.

Из изложенного выше, ясно насколько сложен и в то же время мало изучен вопрос о влиянии растительности, в частности леса, на средний многолетний сток и насколько, следовательно, трудно установить формы количественных соотношений между растительным покровом и величиной среднего многолетнего стока. Поэтому особый интерес представляют собой те специальные исследования, которые производились в последнее время в Швейцарии и США.

В Швейцарии в кантоне Берн около г. Базен производились подобные исследования в течение 19 лет на двух водосборных бассейнах, возможно однородных во всех отношениях, кроме лесистости. В одном бассейне площадью 56 га лесистость составляла 97%, в другом площадью в 70 га лесом было покрыто 35%, кустарником 28% и лугом 36% всей площади. По данным Энглера [119], годовой коэфициент стока для участка с лесистостью в 97% составляет 59,3%, для участка с лесистостью в 35%—62%, иначе говоря в пределах точности, по мнению Энглера, величины коэфициентов стока можно считать на этих участках равными. Схема баланса влаги в лесном и безлесном бассейнах, составленная А. Энглером, приведена в табл. 38.

Таблица 38

Характер бассейна	Осадки	Сток	Затраты на рост ткани	Транспирация	Испарение с почвы
	в процентах				
Лес	100	60	15	20	5
Поле	100	60	10	6	24

Таким образом, по данным А. Энглера, влияние леса на сток заключается лишь в распределении потерь воды по различным категориям этих потерь. В самом же деле в лесистом бассейне коэфициент стока несколько ниже.

Исследования в Колорадо (США) носили несколько иной характер. Были выбраны два бассейна, сходных по физико-географическим условиям. В этих бассейнах в течение 9 лет велись метеорологические и гидрологические наблюдения и затем в одном из бассейнов лес был вырублен, после чего наблюдения продолжались еще 6 лет. В результате наблюдений было установлено, что вырубка леса привела к увеличению стока в среднем за 7 лет на 24,1 мм (около 15%). Главная часть увеличения стока в обезлесенном бассейне произошла за счет периода весеннего половодья, что авторы в отчетах об этих исследованиях [59] объясняют потерей снежных осадков на кронах в лесу и уменьшением испарения в безлесном районе вследствие ускорения стока талых вод.

По совершенно справедливому мнению В. Рутковского [96] и Н. Ткаченко [110], последние исследования менее совершенны, чем швейцарские, и, в сущности говоря, дают представление не о влиянии леса на сток, а скорее о влиянии вырубки леса на сток.

Таким образом и эти исследования не дали исчерпывающего ответа на вопрос о количественном влиянии леса на сток.

Большой интерес представляют собой исследования стока на малых водосборах, производившиеся в последние годы Государственным гидрологическим институтом на Валдайской стоковой станции [94]. Эти исследования охватывали ряд логов (7 основных и 2 добавочных) с площадями водосборов от 0,012 до 2,89 км². Наблюдения производились с 1936-37 по 1939-40 гг.

Лога характеризуются различными природными условиями—от совершенно открытого, безлесного Усадьевского лога (0,36 км²) до Таежного (0,39 км²), сплошь обезлесенного, и лога „Сухое болото", в центре водосбора которого расположено травянисто-кустарниковое болото, площадью в 48% общей площади лога. Подбор логов очень удачен. Они сходны между собой по размерам водосборов, уклонам, почвенным и геологическим условиям и лишь отличались друг от друга растительным покровом (лес, поле).

Наблюдения над стоком и гидрометеорологическими факторами производились весьма тщательно и подробно.

В результате наблюдений оказалось, что годовой сток с Таежного лога, покрытого елово-сосновым лесом, в 1938-39 г. был в 2,5 раза меньше, чем с открытого Усадьевского лога.

Чрезвычайно показательными, кроме того, являются следующие данные. По Таежному логу в 1939 г. сток отсутствовал в течение 253 дней, по Усадьевскому — 229 дней. Испарение, подсчитанное в виде разности осадки — сток, составляло в том же году для Таежного лога 434 мм, для Усадьевского — 209 мм. Иначе говоря, условия стока для Таежного лога были значительно худшими, чем для безлесного Усадьевского лога. Сделать какие-либо обобщающие выводы на основании только одного года наблюдений было бы не осторожно.

Следует иметь в виду при этом, что количество годовых осадков в 1938-39 г. составляло 85% нормы, предыдущие же годы были засушливыми. Так, в 1937-38 г. годовая сумма осадков достигала всего лишь 63% нормы.

Таким образом наблюдения, производившиеся до настоящего времени, не позволяют сколько-нибудь точно разрешить вопрос о количественном влиянии леса на величину среднего многолетнего стока.

Вместе с тем можно считать установленным иссушающее влияние леса на грунт, увеличение суммарных потерь на испарение с облесенных речных бассейнов по сравнению с безлесными и создание лесом условий значительного поглощения грунтом снеговой воды и почти полного поглощения дождевых вод. Этим конечно не ограничивается гидрологическая роль леса.

Громадная испаряющая способность леса способствует значительному усилению внутриматерикового оборота влаги. Атмосферная влага, приносимая воздушными течениями на Европейскую территорию СССР, выпадая в виде атмосферных осадков, в результате мощных процессов отдачи ее обратно в атмосферу вследствие транспирации лесного покрова, вновь выпадает в виде атмосферных осадков в других районах. По данным приблизительных подсчетов, количество осадков, выпадающих на Европейскую территорию Союза, почти в 2,5 раза превышает количество влаги, приносимой с океанов воздушными течениями.

Влияние озерности на средний многолетний сток. Влияние озерности на средний многолетний сток заключается в том, что с изменением озерности изменяется площадь водной поверхности, и тем самым изменяется возможность постоянного испарения.

Естественно, что в зоне избыточного увлажнения, там, где постоянно имеются достаточные запасы влаги на испарение, влияние озерности на величину годового испарения, а стало быть, и на величину среднего многолетнего стока будет незначительно. Это подтверждается косвенным образом тем, что применение графика Кузина для расчета среднего многолетнего стока для бассейнов с различной степенью озерности дает отличные результаты, и различие в ошибках при вычислении среднего многолетнего стока по этому методу для бассейнов с различной степенью озерности ничтожно и не подчиняется какой-либо закономерности. По мере перемещения в зону недостаточного увлажнения, где озера представляют собой постоянный источник испарения (при общем недостатке влаги большую часть года в других частях бассейна), влияние озерности на величину испарения возрастает, вызывая увеличение потерь на испарение, а следовательно, и уменьшение среднего многолетнего стока.

В этом легко убедиться при помощи следующего простого подсчета. Представим себе, что в районе Нижней Волги при температурном режиме, определяемом данными г. Вольска, имеются два речных бассейна одинаковой площади F, из которых в одном — озера отсутствуют вовсе, в другом — озерность равна α (α — отношение водной поверхности озер к общей площади бассейна). Во всех остальных отношениях речные бассейны сходны между собой. В течение времени с ноября по март включительно озера покрыты льдом, остальная часть бассейна — снегом, а потому испарение за этот период с поверхности обоих бассейнов одно и то же. Начиная с апреля и по октябрь, когда снег отсутствует, различие в испарении с поверхности обоих бассейнов будет определяться различием испарения с площади αF.

В первом бассейне потери на испарение с указанной площади будут представлять собой сумму испарения с поверхности почвы и транспирации растений, для второго — испарение с водной поверхности. В таком случае разность между

годовыми суммами испарения с поверхности обоих бассейнов $\Delta z = \alpha(z_в - z_п)$, где $z_в$ — испарение с водной поверхности, $z_п$ — испарение с площади αF безозерного бассейна.

Если воспользоваться для подсчета величины z графиками Мейера, то, несмотря на все несовершенство этого метода, можно получить представление о порядке этой величины.

В табл. 39 помещены результаты этих подсчетов.

Таблица 39

Подсчет z по графикам А. Мейера

Месяц	Средняя температура воздуха	Испарение с водной поверхности, в мм	Испарение с суши, в мм
IV	5,3	40	9
V	15,2	76	41
VI	19,5	100	54
VII	22,0	116	68
VIII	19,5	105	52
IX	12,8	76	25
X	5,3	47	1
Сумма	—	560	250

Испарение с водной поверхности составляет 560 мм, с поверхности суши 250 мм. Таким образом $\Delta z = \alpha(560 - 250) = \alpha \cdot 310$.

При озерности, например в $10^0/_0$, увеличение испарения за год составит 31 мм, уменьшение стока на ту же величину, что соответствует уменьшению стока в этом районе почти на $60^0/_0$.

В действительности, вероятно, изменение стока будет несколько меньшим, так как стандартные графики Мейера дают для этого района преувеличенные значения испарения за время с апреля по октябрь. Об этом можно судить хотя бы по тому, что испарение за июль по Мейеру равно 68 мм, в то время как сумма осадков в этом же месяце равна всего лишь 39 мм, запасы же влаги в почве в это время истощены в значительной мере.

Влияние озерности на сток хорошо прослеживается в южной части бассейна р. Тобола. Так, на карте многолетнего среднего годового стока рек промышленного Урала, построенной Соколовским [100], отмечается резкое падение модулей стока. Это обстоятельство Соколовский объясняет, помимо климатических условий, наличием бессточных озер, испаряющих значительную часть осадков. По подсчетам Соколовского, для поддержания баланса озер без их высыхания в среднем на каждый 1 км^2 зеркала озера требуется от 2 до 4 км^2 питающего озера водосбора. Наличие озер в этом районе обуславливает необходимость специфического приема при пользовании картой стока для расчета среднего многолетнего стока рек для малых водосборов южной части бассейна р. Тобол, имеющих большую озерность.

В этом случае необходимо учитывать добавочный расход на испарение с поверхности озер. Такой прием, по мнению Соколовского, следует применять для рек с площадями бассейнов до 300 км^2. Для рек с бо́льшими водосборами поправка за счет испарения с водной поверхности озер невелика и находится в пределах точности учета.

Влияние болот на средний многолетний сток. Вопрос о гидрологической роли болот и влиянии их на величину среднего многолетнего стока до сего времени является дискуссионным. Обширная литература по этому вопросу содержит

в себе разноречивые взгляды. Так например, по мнению С. Никитина [77] и Н. И. Максимовича [70], болота являются благоприятным гидрологическим фактором. Они служат мощными аккумуляторами влаги, поддерживающими равномерное питание рек в меженний период. Никитин указывает, что осушение болот в верховьях р. Днепра в сколько-нибудь значительных размерах при водонепроницаемости преобладающей подпочвы было бы гибельным для водоносности Днепровской системы.

По мнению Максимовича, охрана торфяных и лесных болот, как главных резервуаров питания в бассейне р. Днепра, накопляющих и задерживающих снеговую и дождевую воду, должна быть первым государственным мероприятием, направленным к охране правильного равномерного питания рек. Напротив, Е. В. Оппоков полагает, что „торфяные болота не питают рек..., а чрезвычайно интенсивно испаряют воду в атмосферу. Сама природа торфяных болот предназначила их к тому, чтобы расходовать местные избытки влаги с помощью специальной растительности, которая интенсивно транспортирует влагу в атмосферу".

Влияние болот на речной сток может происходить по двум направлениям: путем воздействия на испарение и путем непосредственного воздействия на сток.

По мнению А. Д. Дубаха, „Испарение с болот, равно как и гидрологическая роль болот в целом, являются до настоящего времени недостаточно разрешенными проблемами не только в количественном, но и в качественном отношении" [28].

Причину этого Дубах видит в том, что „суждения ведутся преимущественно логическими построениями на базе оспариваемых исходных положений", причем до сего времени наблюдения в натуре заставляют желать много лучшего.

По вопросу об испарении с поверхности болот Дубах приходит к ряду осторожных выводов, главнейшие из которых (с точки зрения влияния на величину среднего многолетнего стока) сводятся к следующему.

Величина испарения с поверхности болота зависит от многих факторов — метеорологических и почвенных, причем к категории почвенных факторов Дубах относит, помимо особенностей самой почвы, и растительный покров и положение грунтовых вод. При этом исследователь подчеркивает необходимость при суждениях об испарении болот принимать во внимание различные свойства сфагновых и травяных болот. Испарение со сфагновых болот за вегетационный период примерно равно испарению со свободной водной поверхности и меньше, чем испарение с естественного лугового покрова и травяного болота. Последние, по мнению Дубаха, являются испарителями не только выпадающей на их поверхности влаги, но и поступающей в эти болота влаги со стороны.

По мнению Дубаха, в бассейнах крупных рек, для которых имеются длительные и надежные данные по стоку, влияние болот на сток проследить не удается вследствие сложности воздействия ряда факторов на сток. Наблюдения же по стоку рек с малыми площадями бассейнов (меньше 100 000 га) в подавляющем большинстве случаев мало надежны. Тем не менее, основываясь на данных наблюдений в БССР и на малых реках Ленинградской области, Дубах приходит к заключению что „суммарный сток с болотных площадей меньше, чем с минеральных".

Этот вывод едва ли подтверждается теми данными, на которых он основан. Если подсчитать, пользуясь данными по стоку рек Ленинградской области, величину среднего месячного стока за 6 лет наблюдений (1925—1930 гг.) для рек с различной степенью заболоченности, то полученные данные не подтверждают выводов Дубаха.

В табл. 40 помещены результаты таких подсчетов.

Данные табл. 40 вовсе не свидетельствуют о том, что увеличение заболоченности неизменно вызывает уменьшение стока. Средний сток рек II группы для всех месяцев больше стока рек как I, так и III группы, за исключением только августа, когда действительно величина стока уменьшается вместе с увеличением заболоченности. Это уменьшение происходит далеко не равномерно.

При увеличении заболоченности почти на 34% сток рек II группы в августе уменьшается по сравнению со стоком I группы на 0,009 л/сек. с 1 га, в то же

Таблица 40

Среднемесячные модули стока (в л/сек. с 1 га) с малых водосборов Ленинградской области (1925—1930 гг.)

Группа рек	Процент заболоченности	Процент лесистости	Средняя площадь, в га	Средний модуль стока						
				V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
I	2,1	63,4	10 466	0,213	0,101	0,069	0,099	0,096	0,126	0,117
II	35,9	44,2	12 198	0,253	0,130	0,090	0,090	0,098	0,142	0,134
III	59,0	33,3	8 742	0,224	0,100	0,051	0,064	0,090	0,105	0,106

время при уменьшении заболоченности на 23% сток рек III группы в этом же месяце на 0,026 л/сек. с 1 га меньше стока рек II группы.

Вместе с тем изменение среднего стока за 6 месяцев (V—X) не подчиняется какой-либо зависимости от заболоченности бассейнов. Действительно, средний сток за 6 месяцев рек II группы больше, чем сток за это же время рек I и III групп. Создается довольно странное положение, при котором увеличение заболоченности на 34% вызывает увеличение стока на 0,017 л/сек. с 1 га, дальнейшее же увеличение заболоченности на 23% вызывает, напротив, уменьшение стока на 0,028 л/сек. с 1 га. Было бы, вероятно, правильнее согласиться с мнением Дубаха о недостаточной надежности приведенных данных.

Большой интерес представляют собой исследования стока с малых водосборов, производившиеся ГГИ на Валдайской станции.

Один из логов, подвергавшихся исследованию, лог „Сухое болото" обладает водосбором, значительная часть которого (около 48,5% всей площади) занята торфяным болотом с зарослями березы и ольхи. Трехлетние наблюдения за период 1936-37—1938-39 гг. показали, что годовой сток с этого лога, или, иначе говоря, с типичного трявяного болота оказался вдвое меньшим по сравнению с открытыми и кустарниковыми поверхностями (табл. 41).

Таблица 41

Название лога	Характеристики поверхности водосбора	Площадь водосбора, в км²	Год	Годовой сток, в мм	Годовой коэффициент стока
Приусадебный	Пашни и луга на супеси. Рельеф пересеченный . . .	0,36	1936-37	143	0,24
			1937-38	163	0,28
			1938-39	122	0,24
Усадьевский	Преобладает пашня на суглинках. Рельеф сильно пересеченный	0,12	1937-38	253	0,45
			1938-39	184	0,37
„Сухое болото"	Травянисто-кустарниковое (береза и ольха) болото в центре водосбора (48,5%). Края водосбора крутые, распаханные и частично занятые лугом	0,36	1936-37	43	0,11
			1937-38	73	0,12
			1938-39	87	0,09

Годы наблюдений — засушливые. Годовая сумма осадков в 1936 г. составила 81%, в 1937 г. — 87%, в 1938 г. — 70% и в 1939 г. — 76% нормы. Средние

одовые температуры воздуха превышали норму на 1,0 — 2,5°. В наиболее же жаркие месяцы (июль — август) отклонения от нормы достигали: в июле 1938 г. +5,5°, в августе того же года +5,3°. Этим, повидимому, в значительной мере объясняется резкое снижение стока и коэфициента стока в эти годы с лога „Сухое болото". Эти наблюдения позволяют притти к выводу, что в засушливые годы, в особенности следующие один за другим, годовой сток с низинно-травяного болота следует ожидать значительно меньшим, чем с площадей с открытыми кустарниковыми минеральными поверхностями.

Сильно иссушенное болото поглощает значительные количества воды и затрачивает их на безвозвратные потери на испарение.

Некоторые косвенные данные позволяют притти к заключению, что если болота и оказывают какое-либо влияние на величину среднего многолетнего стока рек, то влияние это едва ли велико. В самом деле на всех картах стока, опубликованных различными авторами, в том числе и на помещаемой ниже карте, нет никакой возможности подметить какое-либо влияние заболоченности отдельных речных бассейнов на положение изолиний стока.

В самом деле, в районе Полесья в бассейне р. Припяти изолинии стока не претерпевают никаких изменений, несмотря на исключительную заболоченность этого бассейна. В равной мере нет никаких нарушений в расположении изолиний стока и в районе Васюганья, характеризующегося также большой заболоченностью.

Другим косвенным доказательством ничтожности влияния заболоченности на средний многолетний сток рек может служить сравнение данных по стоку, климатическим факторам и заболоченности притоков рр. Днепра, Припяти и Десны.

В табл. 42 приведены сравнительные данные для этих рек.

Таблица 42

Река	Пункт наблюдений	Заболоченность	Лесистость	x	y	z	Средняя температура воздуха
		в %		в мм			
Припять	г. Мозырь . .	19,1	24,5	569	122	447	6,8°
Десна	г. Чернигов .	5,7	13,7	550	126	424	5,9

Таким образом испарение в бассейне р. Припяти на 23 мм больше, чем в бассейне р. Десны, в то время как заболоченность первого бассейна в 3,4 раза больше чем второго.

Столь незначительная разница в испарении в обоих бассейнах может быть скорее объяснена разницей в температурных условиях, чем в заболоченности. Это предположение может быть подтверждено еще и следующими соображениями.

По подсчетам Кузина, при применении описанного выше графика, годовой слой испарения для бассейна р. Припяти до г. Мозыря составляет 448 мм, для р. Десны до г. Чернигова 432 мм, т. е. превышение испарения в бассейне р. Припяти над испарением в бассейне р. Десны, обуславливаемое различными температурными условиями, составляет 16 мм. Последняя величина отличается от фактической разницы в испарении с поверхности обоих бассейнов всего на 7 мм, или на 1,7% годовой величины испарения с бассейна р. Десны, что несомненно находится в пределах точности измерения стока. Таким образом, различие в испарении с обоих бассейнов определяется по преимуществу различием в температурных условиях. Подметить же влияние заболоченности, даже при очень большом различии в этом отношении, на величину среднего многолетнего испарения, а стало быть и стока, не представляется возможным.

К вопросу о взаимосвязи между средним годовым стоком и заболоченностью следовало бы подходить несколько иначе. В самом деле, самый факт существования болот на той или иной территории представляет собой следствие определенного водного режима этой территории и является индикатором особенностей этого режима.

Тот или иной участок земной поверхности, сохраняющий состояние заболоченности, характеризуется тем, что при равенстве приходной части баланса — выпадение атмосферных осадков, приток воды со стороны — и расходной его части — потери на испарение, поверхностный и грунтовый сток — на этом участке всегда сохраняется такое количество влаги, что оно постоянно поддерживает его в состоянии избыточного увлажнения.

Всякое увеличение стока с поверхности этого участка вызвало бы процесс осушения, уменьшение стока — увеличение заболоченности. Можно предполагать, что возникновение и развитие болот связано с процессами замедленного стока.

Таким образом можно притти к заключению, что болота являются прежде всего следствием определенных гидрологических особенностей данной территории и обладают свойствами, обуславливающими сохранение этих особенностей.

Исчерпывающее решение вопроса о влиянии болот на величину среднего многолетнего стока возможно лишь в результате постановки специальных, весьма тщательных исследований.

Влияние оледенения на средний многолетний сток. Нет никаких оснований предполагать о существовании какого-либо влияния оледенения речных бассейнов на величину среднего многолетнего стока горных рек.

Ледники представляют собой главным образом продукт известной климатической обстановки и орографии. Запасы влаги в них для среднего многолетнего периода можно полагать постоянными. По этим причинам можно считать, что средний многолетний сток рек, в питании которых принимают участие ледники, зависят не от степени оледенения, но от климатических условий их бассейнов. Повышенные модули стока, свойственные рекам со значительными площадями оледенения, объясняются повышенными количествами осадков, пониженным испарением, вследствие низких температур воздуха.

Влияние хозяйственной деятельности человека. Хозяйственная деятельность человека, вносящая значительные изменения в естественные природные условия, не может не оказать влияния на величину среднего многолетнего стока.

Создание водохранилищ, иначе говоря увеличение озерности, вызовет увеличение испарения, а стало быть и уменьшение стока, в особенности в зоне недостаточного увлажнения.

Искусственное орошение в этой зоне, создавая совершенно новые условия водного режима в почве и затрачивая большие количества воды, вызовет безвозвратные потери на испарение и тем самым уменьшит сток рек.

Ряд агротехнических мероприятий — снегозадержание, зяблевая вспашка, проводимых на обширных площадях нашей страны, не могут не оказать влияния на изменение условий формирования поверхностного стока, а следовательнно, и среднюю величину его.

Осушение болот в зоне избыточного увлажнения, в корне меняя характер водного баланса отдельных участков земной поверхности, неизбежно окажет некоторое влияние на режим стока и на его среднее значение.

Количественный учет влияния всех указанных выше культурных мероприятий в нашей стране на изменение стока рек крайне затруднителен. Существующие по этому вопросу в литературе указания немногочисленны и носят грубо приближенный характер.

Так например, по данным П. С. Кузина [60], на Европейской территории СССР на снегозадержание затрачивается в среднем за 1 год 7 км^3, на заполнение колхозных прудов — 4 км^3 и лиманное орошение — 1 км^3, всего же 12 км^3. Почти вся эта масса воды, за исключением некоторой доли ее, участвующей в питании грунтовых вод, безвозвратно теряется для поверхностного стока.

По мнению Б. В. Полякова [89]: „Влияние на сток ирригационной сети, задерживающей поверхностный сток, и переброска воды из Волги в Заволжье, резко изменяющей режим грунтовых вод, в настоящее время не могут быть учтены". Что же касается влияния агротехнических мероприятий, то, по мнению того же автора, снижение стока, вызванное этим обстоятельством, для бассейна р. Большой Узень составляет величину порядка 15%.

В дальнейшем в специальной статье [90], посвященной влиянию агротехнических мероприятий на сток, Б. В. Поляков приходит к заключению, что в степной зоне происходит и будет происходить резкое снижение поверхностного стока, и что в соответствии с этим все данные по стоку рек степной зоны, основанные на наблюдениях до 1933 г., когда агротехнические мероприятия стали оказывать воздействие на сток, следует исправить в сторону уменьшения.

По мнению Полякова, величина этого снижения не поддается точному учету, но в грубом приближении она составляет 10—25% нормы и изменяется в зависимости от широты, увеличиваясь с севера на юг.

Наилучшим ответом на вопрос, в чем заключается влияние агротехнических мероприятий на сток, могли бы служить результаты наблюдений в натуре. К сожалению, эти наблюдения немногочисленны, по своей методике далеки от совершенства и иногда приводят к противоречивым результатам. По данным С. И. Небольсина и П. П. Надеева [76], сток с обработанной стоковой площадки значительно больше (в среднем 95 мм за 1 год), чем с залежи (50 мм). Коэфициент стока с пашни также больше, чем с залежи на 25—100%.

Причину таких значительных различий в стоке с пашни и с залежи авторы исследования видят в том, что, благодаря большому осеннему увлажнению, вспаханная почва задерживает в верхнем слое большое количество влаги, набухает и тем самым уменьшаются потери на фильтрацию. Наблюдателями, между прочим, было отмечено в верхнем слое пашни обильное образование кристалликов льда. На залежи это явление не имело места.

Большой интерес представляют собой данные Толстовской опытной станции (юго-восток Европейской территории СССР).

На этой станции в 1937 г. производились наблюдения над стоком двух малых речных бассейнов, расположенных в бассейнах р. Толстовки, площадью в 2,21 км², из которых один площадью в 0,61 км² был распахан, поверхность другого представляла собой целину. В 1938 г. на этой же станции производились наблюдения над стоком с трех стоковых площадок, а в 1939 — с четырех.

Результаты этих наблюдений сведены ниже в табл. 43, причем в предпоследней графе приведены данные о потерях стока, полученных как разность между снегозапасами и стоком.

Таблица 43

Характер поверхности	Уклон	Запас воды в снежном покрове, в мм	Сток, в мм	Потери, в мм	Коэфициент стока
		Малые речные бассейны (1937 г.)			
Залежь	0,0014	64	25,6	38,4	0,40
Зябь	0,0006	40	8,3	31,7	0,21
		Стоковые площадки (1938 г.)			
Зябь	0,016	58	5,3	52,7	0,10
Целина	0,020	94	36	58	0,38
Целина	0,038	85	47	38	0,55
		Стоковые площадки (1939 г.)			
Зябь	0,016	32	0,4	31,6	0,01
Целина	0,020	60	12,1	47,9	0,20
Зябь	0,031	61	0,00	61,0	0,00
Целина	0,038	41	30,0	11,0	0,74

Коэфициент стока на целине или залежи во всех случаях значительно больше, чем на зяби. Соотношение между стоком и запасами воды и снега носят недоста-

точно отчетливо выраженный характер. Гораздо более отчетливо эта зависимость выражается между потерями и снегозапасами. На рис. 21 эта зависимость изображена в виде двух прямых, из которых верхняя относится к зависимости потерь от снеготаяния для зяби, нижняя для целины.

Приведенный рисунок достаточно показателен. Одним и тем же запасам воды в снеге соответствуют для зяби значительно бо́льшие потери, чем для целины. Следует только при этом иметь в виду, что данные Толстовской станции относятся к засушливому, степному району и характеризуют годы маловодные, засушливые.

Можно предполагать, что в годы, богатые влагой, в особенности с обильным увлажнением почв осенью и с холодной зимой, соотношения между потерями, а стало быть, и стоком с целины и зяби могут быть совсем иными. На эту мысль наводят данные Небольсина [76]. Справедливость предположения о том, что в за-

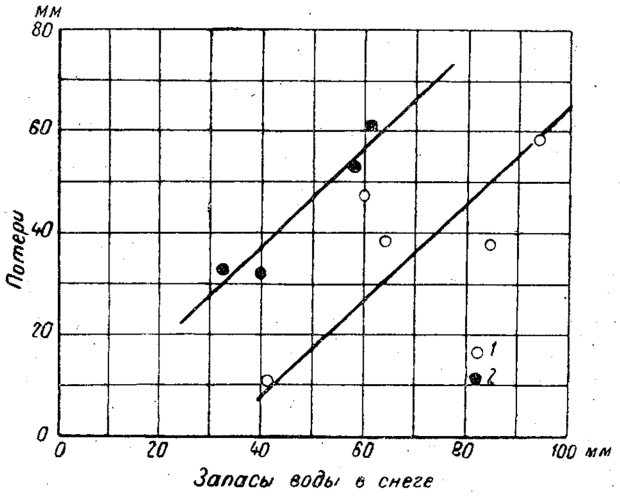


Рис. 21.
1 — целина, *2* — зябь.

сушливые годы потери на вспаханных площадях больше, чем на целине, подтверждается и последними наблюдениями на Валдайской станции.

Данные этой станции подчеркивают, кроме того, влияние характера вспашки на величину стока. Коэфициенты стока талых вод с пахотной площадки с продольными бороздами оказались в 10 раз больше коэфициентов стока с площадки с поперечными бороздами.

Имеющиеся до сего времени данные не позволяют сделать каких-либо выводов количественного порядка по вопросу о влиянии агротехнических мероприятий на сток, тем более, что далеко не все потери снегозапасов, которые производились выше, относятся к категории безвозвратных потерь. Часть этих потерь несомненно затрачивается на пополнение грунтовых вод и в дальнейшем вновь участвует в стоке.

Кроме того, следует иметь в виду, что почти все виды агротехнических мероприятий оказывают влияние на местный сток, вызывая, главным образом, перераспределение его во времени и в пространстве. Сказанное в особенности справедливо по отношению к засушливым районам. Здесь, например, снегозадержание может вызвать не изменение в величине стока, а лишь большее увлажнение почвы и растянутость, таким образом, процесса испарения.

ГЛАВА II

СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК РЕК СССР

Обширные пространства нашей страны включают в себя разнообразные физико-географические зоны. Это разнообразие физико-географических условий определяет сложность и разнообразие процессов формирования речного стока.

Изложенные в главе I положения о влиянии физико-географических факторов на речной сток любой территории позволяют рассматривать последний как обобщающее, интегральное следствие физико-географических особенностей этой территории.

Наилучшим способом выражения характера распределения среднего многолетнего стока в пространстве является карта среднего многолетнего стока рек, на которой изображены изолинии стока либо в л/сек. с 1 км^2 (модуль стока) либо в мм/год (слой стока).

Значение и важность карт речного стока не требуют доказательств. Они дают возможность сделать ряд выводов и обобщений относительно географического распределения стока рек и влияния физико-географических условий на это распределение. Наконец, они позволяют с достаточной для целей практики степенью точности решать чрезвычайно важную в практическом отношении задачу об интерполяции речного стока, иначе говоря об определении величины среднего многолетнего стока для бассейнов рек, где отсутствуют непосредственные наблюдения над стоком.

Первая карта речного стока Европейской территории СССР была составлена в 1927 г. известным русским гидрологом Д. И. Кочериным [56]. Карта эта, построенная на основании незначительного числа пунктов наблюдений, естественно носила в значительной мере схематический характер и тем не менее в течение длительного периода времени являлась единственным пособием для различного рода водохозяйственных расчетов в области многолетних средних значений речного стока Европейской территории СССР.

В 1931 г. Гидрометеорологическая служба СССР по заданию Правительства приступила к работам по составлению Водного кадастра. Эти работы составили крупную эпоху в истории изучения вод нашей страны. В результате работ по Водному кадастру были собраны, систематизированы и обработаны по единой программе гидрологические материалы, в большей своей части в дальнейшем опубликованные в виде Справочников по водным ресурсам, Материалов по режиму рек СССР, Сведений об уровнях воды и т. п. изданий. Эти материалы позволили в дальнейшем ряду исследователей (Б. Д. Зайкову, М. И. Львовичу, Д. Л. Соколовскому, В. А. Назарову, Б. И. Скачкову, Н. Д. Антонову и др.) построить и опубликовать карты речного стока для различных районов СССР.

В 1937 г. Б. Д. Зайков и С. Ю. Белинков опубликовали в Трудах Государственного гидрологического института монографию под названием „Средний многолетний сток рек СССР“. В этой монографии приведены две карты: одна в масштабе 1 : 5 000 000 для Европейской территории СССР, другая в масштабе 1 : 15 000 000 для всего Союза ССР. Для построения этих карт авторами использованы данные 1681 наблюдений, причем примерно половина этих пунктов приходится на Европейскую территорию СССР. Первая карта дает отчетливое и надежное представление об основных

особенностях распределения среднего многолетнего стока рек по Европейской территории СССР. Вторая — представляет собой схему первого приближения. На этой карте, помимо того, что изолинии стока носят схематический характер, для некоторых районов, в силу недостаточных исходных материалов, авторы совершенно правильно отказались от построения изолиний (Средняя Азия). Монография Зайкова и Белинкова представляет собой крупный и солидный вклад в дело познания вод Советского Союза. Одновременно с упомянутыми картами инж. Г. П. Ивановым была составлена карта норм речного стока для Европейской территории СССР. Эта карта опубликована в ряде учебных пособий по гидрологии суши.

В 1946 г. Б. Д. Зайковым опубликованы новые карты среднего многолетнего стока рек в масштабе 1 : 5 000 000 для Европейской территории СССР и в масштабе 1 : 10 000 000 для всего Союза ССР, построенные по данным 2360 пунктов за период наблюдений по 1944 г. включительно [41].

Как и для предыдущей карты, и в данном случае большая часть пунктов наблюдений приходится на Европейскую территорию СССР (43%), на Кавказ около — 21%, на Среднюю Азию — 16%, Азиатскую территорию СССР — 15% и Крым — 5%.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что карта Азиатской территории СССР попрежнему носит схематический характер, в особенности в северной и северо-восточной ее частях, хотя, как это будет видно из дальнейшего, и в Европейской части СССР рассматриваемой карты для некоторых районов потребуется дальнейшее уточнение и детализация.

Характерной особенностью в распределении среднего многолетнего стока рек по территории СССР является зональность его, наиболее отчетливо выраженная в равнинных частях нашей страны.

Здесь величины среднего многолетнего стока уменьшаются с севера на юг и колеблются в пределах от 350 мм на севере до 10—15 мм и даже до 0 на юге и юго-востоке. Вместе с тем в этой зональности распределения стока отчетливо проявляется влияние континентальности климата. Оно выражается в том, что изолинии стока не располагаются строго параллельно кругам широт, а несколько отклоняются от них.

Влияние континентальности климата выражено слабее в северных районах и в особенности значительно на юго-востоке. Это обстоятельство становится понятным, если принять во внимание, что континентальность климата на территории СССР нарастает по мере углубления внутрь континента и наиболее резкое выражение приобретает также на юго-востоке.

Хорошей иллюстрацией влияния континентальности климата на распределение среднего многолетнего стока может служить рис. 23, на котором изображено изменение величины среднего многолетнего стока рек в равнинной части нашей страны в зависимости от широты места для трех меридианов — 36, 48, 66°.

Первые два из них проходят по Европейской территории СССР, последний (66°) — по Западно-Сибирской низменности. Во всех трех случаях могут быть подмечены некоторые общие закономерности. Они заключаютсл в том, что одной и той же широте по мере перемещения на восток соответствуют все меньшие значения стока. Так например, широте 50° соответствуют: на меридиане в 36° слой стока в 66 мм, на меридиане в 48° — 20 мм, на меридиане в 66° — 12 мм; широте 55°: на меридиане в 36° — 170 мм, на меридиане в 48° — 134 мм, на меридиане в 66° — 16 мм. Еще более резко эти разницы выражены для Европейской и Азиатской территорий СССР для широты в 60°. Так, на меридиане в 36° слой стока для Европейской территории равен 265 мм, для Азиатской — всего лишь 116 мм.

Положение о том, что такое изменение стока на территории равнинной части СССР связано с континентальностью климата, основывается на следующем: континентальность климата по мере передвижения в глубь материка усиливается и выражается уменьшением годовых сумм осадков и возрастанием амплитуд температур воздуха на одной и той же широте с возрастанием долготы. Увеличение амплитуды

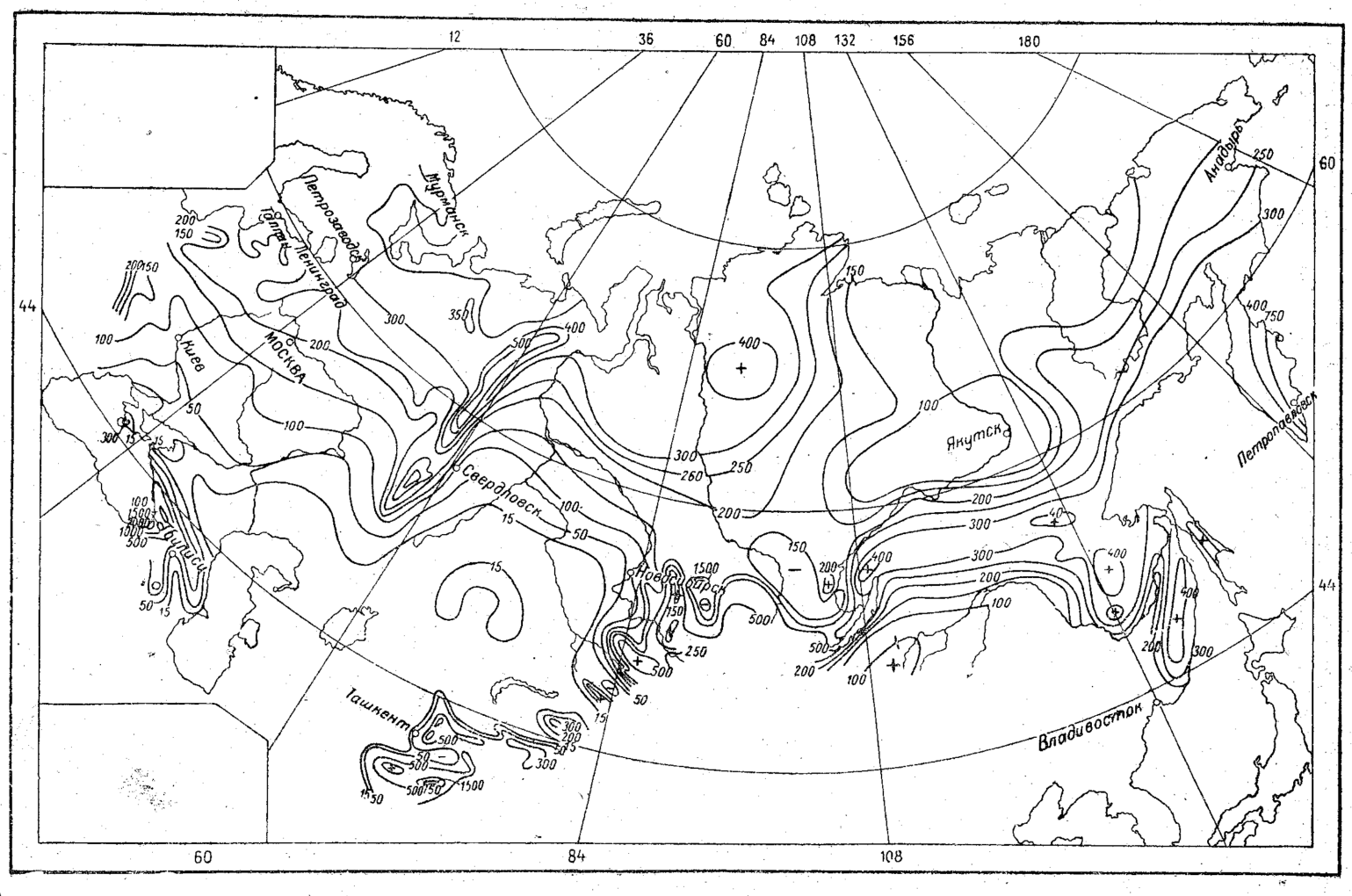


Рис. 22. Карта среднегодового стока рек СССР (в миллиметрах). (Перестроено по Б. Д. Зайкову).

температуры воздуха связано с уменьшением зимних и увеличением летних температур. Уменьшение осадков неизбежно вызывает уменьшение годового стока, которое усиливается благодаря увеличению испаряющей способности климата под влиянием нарастания летних температур воздуха.

Помимо зональности, другой характерной особенностью в распределении среднего многолетнего стока рек по территории СССР является отчетливо выраженное

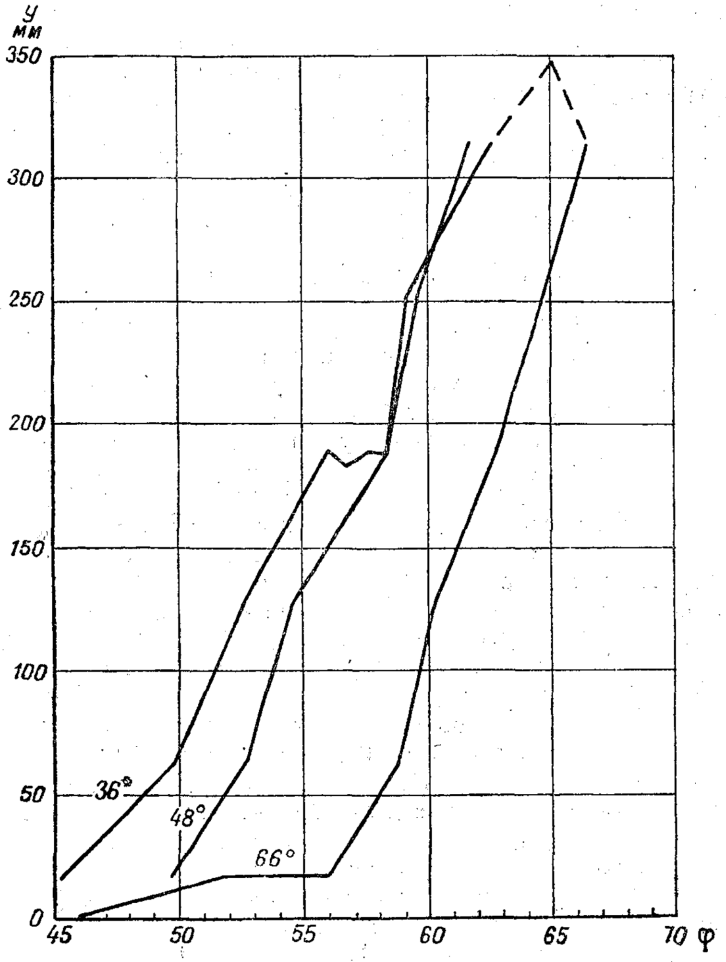


Рис. 23. Изменение среднегодового стока рек в зависимости от широты.

влияние рельефа на это распределение. Даже относительно небольшие нарушения равнинного спокойного рельефа Европейской территории СССР вызывают увеличение стока рек.

Такое увеличение речного стока хорошо прослеживается в районе Валдайской, Приволжской возвышенностей, Донецкого кряжа.

Уральский хребет создает обособленную интразональную область речного стока. Окраинные горные системы Крыма, Кавказа, Средней Азии, Алтая, Саян характеризуются сложным и причудливым распределением стока, величина которого находится в отчетливо выраженной зависимости от условий рельефа и орографии этих районов. В этих окраинных горных областях отмечены максимальные значения среднего многолетнего стока, достигающие на Кавказе свыше 3000 мм (юго-западный склон Большого Кавказа).

В горных районах, так же как и на равнине, имеет место явление уменьшения стока (на одинаковых высотах) при перемещении от западных областей к востоку. На западе одной и той же высоте соответствуют значительно бо́льшие величины стока, чем на востоке. Так например, на Алтае и в особенности в Средней Азии средние годовые величины стока на любой высоте никогда не достигают тех больших значений, которые свойственны Кавказу. Относительно небольшое повышение местности на Карпатах вызывает значительно большее увеличение стока, чем в горных районах Средней Азии.

Средний годовой модуль стока рек для всего Советского Союза, по данным Б. Д. Зайкова [41], составляет около 6 л/сек. с 1 км^2, что соответствует слою стока около 190 мм. Максимальная величина среднего многолетнего стока достигает на Кавказе в бассейне р. Кодори до 3150 мм. В пустынных районах Средней Азии можно считать, что сток равен нулю, иначе говоря отсутствует вовсе.

Приведем более детальную характеристику среднего многолетнего годового стока рек СССР по отдельным районам.

Восточно-Европейская равнина

Обширная территория Восточно-Европейской равнины включает в себя разнообразные ландшафтные зоны — от зоны тундр на Крайнем Севере до зоны полупустынь на юго-востоке, в пределах Каспийской низменности. Эта зональность ландшафтных условий, в свою очередь, определяет зональность в распределении среднего многолетнего стока, нарушаемую в отдельных случаях относительно незначительными изменениями однообразного рельефа Восточно-Европейской равнины.

Средний многолетний сток рек Восточно-Европейской равнины колеблется от 350 мм в равнинной части на севере до 15 мм и менее на юго-востоке. В наиболее возвышенных частях рассматриваемой территории он возрастает, достигая до 380—400 мм в пределах Валдайской возвышенности и более 900 мм в районах Хибинского горного массива (бассейн р. Белой).

В зоне тундры средний многолетний сток составляет около 300 мм и характеризуется повышенным коэфициентом стока, достигающим до 0,80 и более. Высокий коэфициент стока здесь объясняется следующими причинами. Зона тундр — страна холода. Морозы длятся здесь от 6 до 8 месяцев. Лето короткое; температура воздуха выше 10° наблюдается только около 50 дней в году. Средняя месячная температура самого теплого месяца — июля — не превышает 10°. Средняя годовая температура воздуха отрицательна. Низкие температуры воздуха зимой при незначительном снежном покрове обуславливают развитие вечной мерзлоты. Мерзлота, охлаждая почву, не позволяет воде проникнуть вглубь и тем самым содействует застаиванию воды; она уменьшает испарение с поверхности почвы.

Основное питание рек — снеговое. Главная масса вод сбрасывается реками в период весеннего половодья. Последнее происходит при промерзшей почве, вследствие чего потери на фильтрацию отсутствуют, потери на испарение ничтожны. Вследствие этого коэфициент стока весенних вод очень велик и, повидимому, довольно близок к единице. Основным источником потерь талых вод является затрата их на аккумуляцию — заполнение отдельных углублений. Последующие потери этих вод на испарение ничтожны, вследствие низких летних температур и малых значений недостатка насыщения влагой воздуха.

Потери дождевых вод на фильтрацию также невелики, так как дожди первой половины лета выпадают на незначительно оттаявшую почву; в течение всего лета грунты, слагающие с поверхности речные бассейны, богаты влагой; отдельные же углубления еще с весны заполнены талыми водами. Таким образом и коэфициент стока дождевых вод сохраняет высокие значения.

Относительно небольшая величина потерь на фильтрацию подтверждается еще следующими соображениями. Доля зимнего стока, а следовательно, и участие в питании рек грунтовых вод крайне незначительны.

По данным Н. Г. Конкиной [51], для рр. Сулы и Индиги, бассейны которых расположены в зоне тундр, величина зимнего стока меньше 3% годового стока. По грубым подсчетам величина грунтового питания этих рек меньше 28% годового стока.[1] Полезно вспомнить при этом, что на карте распределения рек по источникам питания, составленной М. И. Львовичем [68], в рассматриваемой зоне находятся реки, обозначаемые Львовичем символом *Sr*. В этом символе отсутствует знак *u* — грунтовое питание. Этим самым автором карты подчеркивается незначительность участия грунтовых вод в питании рек зоны тундры.

Таким образом малые потери на фильтрацию, крайне малые величины испарения обуславливают повышенный коэфициент стока рек зоны тундры, величина которого определяется главным образом величиной годовой суммы атмосферных осадков. Плоский рельеф тундры, создающий некоторое замедление в процессах стока поверхностных вод, не в состоянии оказать сколько-нибудь существенного влияния на величину среднего многолетнего стока рек. Интересно отметить при этом, что в зоне тундр годовая величина испарения весьма приближается к максимально возможному испарению z_0, вычисленному по формуле Ольдекопа. Таким образом в зоне тундр испаряющая способность климата близка к фактическим потерям на испарение с поверхности речных бассейнов, размеры которых определяются исключительно термическим и гигрометрическим режимом воздуха и почти не зависят от количества атмосферных осадков.

К югу от зоны тундр годовой сток рек возрастает. В зоне тайги расположена полоса повышенных значений среднего многолетнего стока, достигающего здесь величины 300—400 мм в 1 год.

На карте Б. Д. Зайкова эта полоса повышенного годового стока включает в себя почти полностью бассейн р. Онеги, нижнюю часть бассейна р. Северной Двины, примерно от устья р. Ваги, бо́льшую часть бассейна р. Мезени, бассейна р. Цильмы, левого притока р. Печоры, левобережья верхней части бассейна р. Печоры примерно до устья р. Усы. Правобережье этой части р. Печоры, включая и бассейн р. Усы, характеризуется повышенными значениями стока, что объясняется влиянием специфических гидрометеорологических особенностей этого района, обусловленных частично расположением его в предгорной и горной зоне Урала, отчасти (для бассейна р. Усы) условиями, близкими к тем, которые были охарактеризованы выше для зоны тундры.

На карте Б. Д. Зайкова эта полоса повышенного среднего многолетнего стока ограничивается с севера и с юга изолиниями в 10 л/сек. с 1 км². На прилагаемой карте стока рек СССР (рис. 22) внутри этой полосы, очерченной изолиниями стока в 300 мм, пунктиром показана изолиния в 350 мм, оконтуривающая Тиманский кряж. Положение этой изолинии заимствовано из карты стока, приложенной к работе Н. Конкиной [51]. К югу от этой полосы повышенного стока последний уменьшается, достигая 200—250 мм в бассейнах левобережных притоков р. Волги (Унжа) и бассейна р. Вятки.

По мнению Б. И. Скачкова [98], следует особо выделить район верховьев р. Онеги, где можно ожидать несколько повышенную величину среднего многолетнего стока, что объясняется развитием здесь карстовых явлений.

Такое распределение стока в зоне тайги вполне закономерно. В самом деле, к югу от зоны тундр годовые суммы осадков и высота снежного покрова увеличиваются и вместе с тем возрастает продолжительность теплого периода, растут температуры воздуха, причем температура самого теплого месяца в году всегда больше 10° и не превышает 20°, недостаток насыщения воздуха возрастает также, изменяясь в пределах 1—2 мм в среднем за 1 год.

---

[1] Можно полагать, что эта величина значительно преувеличена, так как она получена обычным методом „срезки". Летняя межень рр. Сулы и Индиги обычно неустойчива, и минимальные расходы летнего периода в отдельные годы обязаны в некоторой своей части стоку дождевых вод. Выделение грунтового стока для этих рек в летний период ненадежно.

В связи с относительно более мягкими климатическими условиями исчезает вечная мерзлота. Почвы становятся более водопроницаемыми и влагоемкими. На смену травянистой и кустарниковой растительности приходят хвойные леса.

Увеличение количества осадков вызывает увеличение стока, интенсивность нарастания которого уменьшается повышением потерь на испарение, обуславливаемым увеличением температур воздуха, недостатка насыщения, увеличением продолжительности вегетационного периода растительного покрова. Следует отметить, что полоса повышенного стока не совпадает с областью наибольших количеств осадков. Граница последних расположена южнее границы полосы повышенного стока. Объясняется это тем, что повышенным количествам осадков соответствуют повышенные температуры воздуха, снижающие сток увеличением потерь на испарение. Зона тайги — это зона, где расположены бассейны рек, по характеру питания обозначаемые по Львовичу символом *Sru*, что обозначает, что основным источником питания этих рек является снег. В этой зоне, в отличие от рек зоны тундр, возрастает роль грунтового питания.

Сток талых вод в зоне тайги происходит в большинстве при мерзлой почве. Отсюда высокий коэфициент стока талых вод. Плоский рельеф зоны тайги, обильно развитая лесная растительность замедляют процессы талых вод. Сильно развитые речные поймы задерживают громадное количество воды, часть которой затрачивается в дальнейшем безвозвратно на испарение, часть на пополнение запасов грунтовых вод.

Коэфициент стока рек зоны тайги понижен по сравнению с зоной тундры. Лесная растительность задерживает на своих кронах часть осадков, безвозвратно теряемых на испарение, и затрачивает на транспирацию значительно больше влаги, чем растительность тундр. Вместе с тем леса, замедляя процессы таяния снега, способствуют усилению процессов инфильтрации влаги в почву. Почвы зоны тайги обладают более высокой инфильтрационной способностью.

Коэфициент годового стока в равнинной части зоны тайги колеблется от 0,80 до 0,40, быстро уменьшаясь к югу (табл. 44).

Таблица 44

Осадки, сток и испарение, в речных бассейнах. Зоны тайги Европейской территории СССР

Бассейн реки (до устья)	Площадь бассейна, в км²	Годовой сток, в мм	Годовая сумма атмосферных осадков, в мм	Испарение за год, в мм	Средний годовой недостаток насыщения, в мм	Средний годовой коэфициент стока
Печора	326 930	398	487	89	(1,40)	0,82
Уса	(100 000)	(472)	(512)	(40)	(1,20)	(0,92)
Ижма	30 620	(315)	482	167	(1,55)	(0,65)
Мезень	76 480	346	475	129	1,55	0,73
Северная Двина	360 300	310	503	193	1,80	0,62
Сухона	50 550	290	518	228	1,85	0,56
Юг	36 380	268	510	242	1,70	0,53
Вычегда	122 800	284	500	216	1,75	0,57
Вага	44 040	296	500	204	1,85	0,59
Пинега	42 520	315	500	185	1,70	0,63
Онега	57 570	284	500	216	1,75	0,57
Унжа	27 360	240	570	330	2,05	0,42

Данные по р. Усе носят грубо ориентировочный характер и, повидимому, годовая сумма осадков для этого бассейна, а следовательно, и годовой слой испарения несколько преуменьшены. Повышенное значение коэфициента стока р. Усы вполне естественно и объясняется теми же причинами, которые приводились для рек зоны тундр, так как значительная часть бассейна р. Усы расположена в этой зоне.

Высокий коэфициент стока в бассейне р. Печоры объясняется тем, что все правобережные притоки ее выше устья р. Усы собирают свои воды с западных склонов Урала и характеризуются повышенным коэфициентом стока. Повышенный коэфициент стока р. Усы еще более способствует увеличению коэфициента стока р. Печоры. Относительно высокий коэфициент стока р. Мезени объясняется более северным расположением бассейна этой реки по сравнению с другими реками табл. 44, что обуславливает пониженные потери на испарение и фильтрацию и повышенный сток как дождевых, так и в особенности талых вод в этом бассейне.

Бассейн р. Унжи с наибольшими годовыми суммами осадков (540 мм и больше) характеризуется пониженным коэфициентом стока, что обуславливается повышенными температурами воздуха и недостатком насыщения. Следует, кроме того, принять во внимание, что бассейн р. Унжи расположен частью в зоне лиственного леса.

Плоский рельеф равнинной части зоны тайги и замедленные в связи с этим процессы стока способствуют значительной заболоченности этой зоны.

Западная часть зоны тайги характеризуется более сложным распределением величины среднего годового стока. Здесь в бассейне р. Невы средний многолетний сток р. Невы до устья составляет 290 мм при годовой сумме осадков в 590 мм, недостатке насыщения в 1,65 мм и коэфициенте стока 0,49[1]. В отдельных частях бассейна наблюдаются более высокие значения стока. Так, для р. Паши, левого притока р. Свири, годовой сток равен 441 мм.

На перешейке между Ладожским и Онежским озерами также расположена область повышенного стока, более 489. Такое повышение стока для этого района объясняется повышением количества осадков, достигающих здесь 550—600 м в год, и малым значением недостатка насыщения (1,6 мм). Гидрометеорологические особенности этого района объясняются его положением между двумя большими водоемами, испарение с поверхности которых способствует поддержанию высокой влажности воздуха, а следовательно, и понижению недостатка насыщения.

Относительно малый коэфициент стока в бассейне р. Невы при сравнительно большой годовой сумме осадков, объясняется повышенными потерями на испарение в этом бассейне, обуславливаемыми более высокими температурами воздуха по сравнению с речными бассейнами зоны тайги, расположенными на одной и той же широте. Средняя годовая температура воздуха бассейна р. Невы равна 2,3°, в то время как средняя годовая температура воздуха в бассейне р. Унжи, расположенном значительно южнее, составляет 2,4°, всего на 0,1° выше, чем в первом бассейне. Кроме того, некоторое значение для пониженной величины коэфициента стока для бассейна р. Невы имеют зимние оттепели, наблюдающиеся в южных частях этого бассейна, снижающие коэфициент стока весенних вод.

В зоне тайги на Кольском полуострове, как указывалось уже выше, имеет место значительное повышение стока в районе Хибин, где годовой сток достигает до 900 мм.

В лесной зоне условия стока ухудшаются по сравнению с зоной тайги, несмотря на то, что годовая сумма осадков в этой зоне во многих речных бассейнах больше, чем в предыдущей зоне, и колеблется в пределах от 550 на востоке до 650 мм и более на северо-западе. Объясняется это уменьшение стока, следовательно и понижение коэфициента стока, значительным увеличением потерь на испарение. Температуры воздуха в лесной зоне повышены по сравнению с зоной тайги. Температура самого теплого месяца всегда больше 10° и достигает 22°; недостаток насыщения влагой воздуха не опускается ниже 1,9 мм и достигает до 2,5 мм на юго-западе этой зоны. Лиственные леса испаряют большее количество влаги, чем леса хвойные. Их крона задерживает в период дождей большее количество влаги, чем крона хвойных лесов. Сток весенних вод происходит нередко по оттаявшей

[1] Следует иметь в виду, что бассейн р. Невы не весь расположен в зоне тайги, часть его находится в лесной зоне, с менее благоприятными условиями стока.

почве, степень увлажнения их осенью меньше, чем в зоне тайги. Зимние оттепели представляют собой довольно частое явление. Замедление процессов таяния снега в зоне лиственных лесов также меньше, чем в зоне тайги. Условия рельефа, в особенности в области древнего оледенения, обширные поймы, затопляемые весной талыми водами, способствуют аккумуляции больших масс талых вод. Все эти обстоятельства снижают коэфициент стока весенних вод по сравнению с предыдущей зоной. Почвы лесной зоны обладают большой влагоемкостью и водопроницаемостью. Последние находят подтверждение в том, что доля зимнего стока здесь больше, чем в зоне тайги, и составляет около 10% годового стока; величина грунтового питания возрастает до 25—35% и почти в 2 раза превышает величину дождевого стока.

Условия дождевого стока в лесной зоне ухудшены по сравнению с зоной тайги. Большее задержание дождевых осадков кроной лиственных лесов, повышение температуры и недостатка насыщения влагой воздуха летнего периода, большие потери на инфильтрацию дождевых вод в почву — все это обуславливает снижение коэфициента стока дождевых вод в этой зоне по сравнению с зоной тайги. В результате указанных особенностей лесной зоны годовые потери на испарение в зоне лиственных лесов Восточно-Европейской равнины возрастают и достигают более 300 мм в год. Величина среднего многолетнего стока колеблется в пределах лесной зоны от 120 до 250 мм в год и только в пределах Валдайской возвышенности возрастает почти до 400 мм на побережье Балтийского моря несколько более 300 мм, снижаясь в Ильменской низине до 180 мм в год (табл. 45).

Таблица 45

Осадки, сток и испарение в речных бассейнах лесной зоны Европейской территории СССР

Бассейн реки	Пункт наблюдений	Площадь, в км²	Годовая сумма осадков, в мм	Средний годовой сток, в мм	Среднее годовое испарение, в мм	Средний годовой недостаток насыщения, в мм	Средний годовой коэфициент стока
Унжа	Устье	27 360	570	240	330	2,5	0,42
Кострома	Устье	20 040	560	228	332	1,90	0,41
Волга	г. Ярославль	153 924	560	240	320	1,90	0,43
Ловать	г. Холм	13 954	580	205	375	1,90	0,35
Западная Двина	Устье	84 440	653	254	399	1,90	0,40
Днепр	Смоленск	14 080	625	217	418	1,90	0,35
Припять	Устье	114 300	585	126	459	2,45	0,22
Неман	Устье	98 100	620	222	398	(2,50)	0,36

Таким образом коэфициент стока рек лесной зоны меньше 0,50 и снижается на крайнем юго-западе, в бассейне р. Припяти, до 0,22.

Столь низкие значения коэфициента годового стока в бассейне р. Припяти объясняются наиболее южным расположением этого бассейна, а следовательно, наиболее высокими температурами воздуха и недостатка насыщения, замедленными процессами стока и повышенной инфильтрационной способностью почв, способствующих усилению потерь на испарение.

Лесостепье, расположенное на границе между зонами леса и степи, естественно, несет черты то лесной, то степной зоны. Годовая сумма осадков здесь колеблется в пределах от 450 до 550 мм и только на некоторых отдельных участках Средне-Русской возвышенности достигает до 600 мм. Наибольшее количество осадков выпадает летом, максимум — в июне, как в степях, но на северо-западной части лесостепья—в июле, как в лесной зоне. Мощность снежного покрова уменьшается до 40 см на севере, до 20 см—на юге. Среднегодовые температуры постепенно повышаются, лето достаточно жаркое: температура самого теплого месяца — июля —

20—22°. Продолжительность теплого периода возрастает, недостаток насыщения воздуха влагой увеличивается до 3,0 мм за год.

Рельеф лесостепья значительно отличается от рельефа лесной зоны. В отличие от мягкого волнистого рельефа, свойственного области моренных отложений, для зоны лесостепи характерны лишенные растительности обрывы лессовых толщ, значительное развитие оврагов, платообразные водораздельные пространства. Для степных участков лесостепья характерными образованиями являются „блюдца" или западины — неглубокие, округлые углубления различных размеров, иногда заполненные озерками, болотами или временными скоплениями воды.

Основным грунтом лесостепной зоны является, как правило, лесс, обладающий значительной водопроницаемостью. Почвенный покров над ним — серые лесные суглинки и деградированные черноземы, в степных участках — разные типы чернозема.

Основное питание рек — запасы снега зимнего периода. Главная масса вод сбрасывается реками весной (до 80% годового стока). Коэфициент стока весенних вод снижается зимними оттепелями и значительной водопроницаемостью грунтов.

Потери на инфильтрацию усиливаются условиями рельефа в особенности там, где сильно развиты „блюдца" и западины, заполняемые талыми водами, затрачиваемыми в дальнейшем на инфильтрацию в грунт и почву и в значительной части безвозвратно теряемыми на испарение и транспирацию растениями. Степные участки в ряде районов лесостепья покрываются сетью многочисленных озер, иногда сливающихся вместе, иногда соединяемых небольшими ручейками, иногда изолированных друг от друга. В период снеготаяния вода из этих озерков частично сбрасывается в балки и овраги. С исчезновением снежного покрова сток из них прекращается, и они превращаются в естественные испарители.

Овражная сеть, ускоряя процессы стока внешних вод, несколько ослабляет потери талых вод. В летний же период овраги представляют собой нередко естественную дренажную сеть, обеспечивающую регулярное грунтовое питание рек. Условия дождевого стока в большинстве неблагоприятны, и коэфициент их стока незначителен. В соответствии с изложенными особенностями стока роль грунтового питания возрастает, последнее достигает до 30% годового стока, доля дождевого стока для большинства рек меньше 10%.

Величина среднего многолетнего стока в пределах лесостепной зоны колеблется от 100 до 125 мм, коэфициент стока 0,20—0,30 (табл. 46).

Таблица 46

Осадки, сток и испарение в речных бассейнах зоны лесостепи Европейской территории СССР

Бассейн реки	Пункт наблюдений	Площадь водосбора в км²	Средняя годовая сумма атмосферных осадков, в мм	Средний годовой сток, в мм	Среднее годовое испарение, в мм	Средний годовой недостаток насыщения, в мм	Средний годовой коэфициент стока
Ока	г. Орел	4 890	555	129	426	2,45	0,23
Сейм	ст. Мутино	25 560	550	117	433	2,70	0,21
Псел	г. Гадяч	11 280	467	101	359	3,00	0,22
Ворскла	г. Полтава	10 150	482	105	377	2,90	0,22
Дон	ст. Лиски	69 130	503	120	383	2,85	0,24
Хопер	ст. Поворино	19 930	436	123	313	2,95	0,28

Несколько повышенный годовой сток рек в лесостепной зоне (до 200 мм) наблюдается в районе Средне-Русской возвышенности, в области истоков рр. Сейма, Оскола, Тихой Сосны, что связано с повышенным количеством атмосферных осадков (более 600 мм) этого района и относительно большой высотой местности (абсолютная отметка до 300 м), обуславливающей более интенсивное развитие

процессов стока и некоторое снижение температуры воздуха. Так например, средний многолетний сток р. Оскола до слоб. Ездоцкой (пл. 1540 км²) равен 208 мм при годовой сумме осадков в 560 мм, что соответствует коэфициенту стока, равному 0,37. В этом районе условия стока рек приближаются к условиям, присущим лесной зоне.

В степной зоне условия речного стока значительно ухудшаются. Это ухудшение находит свое выражение в слабом развитии постоянной и возникновении временной речной сети, в частном явлении пересыхания рек, в пониженных величинах среднего многолетнего стока и низких величинах коэфициента стока. Зима в степной зоне местами суровая (юго-восток — степи Заволжья), местами прохладная с частыми оттепелями (юго-запад). Лето жаркое, относительно сухое. Средняя температура каждого из летних месяцев не ниже 20° и не выше 23,5°. Годовая сумма осадков 300—450 мм, бо́льшая часть которых выпадает летом, максимум осадков приходится на июнь-июль. В отдельные годы летом в течение месяца, а иногда более, совершенно не бывает дождей. Недостаток насыщения воздуха влагой составляет в среднем за год 3,0—4,5 мм. Характерным для украинских и южнорусских степей феноменом являются суховеи, иссушающие ветры со скоростями до 16 м/сек., характеризующиеся резким падением относительной влажности до 15% и ниже и значительным повышением температуры воздуха до 30 — 40° и выше.

Мощность снежного покрова невелика; от 30 см на востоке до 20 см на западе и даже 10 см на побережьях Черного и Азовского морей.

Рельеф зоны степей — однообразный, плоский. Большое развитие имеют балки, овраги, блюдца, значение и роль которых в гидрографии зоны аналогичны той, которая описана выше для лесостепной зоны.

Густая травянистая растительность степей затрачивает большое количество влаги на транспирацию. Грунты и почвы степной зоны влагоемки и водопроницаемы. Грунтовые воды залегают обычно на большой глубине и в малой мере участвуют в питании рек.

Основное питание рек снеговое. В течение весны реки степной зоны сбрасывают от 80 до 100% годового стока. Коэфициент стока весенних вод невысокий благодаря большим потерям на инфильтрацию, вследствие зимних оттепелей, выпадения снега в некоторые годы на незамерзшую почву, нередко сильно иссушенную летом и осенью. Плоский рельеф степной зоны усиливает процессы инфильтрации вследствие замедления стока, значительных размеров аккумуляции талых вод в плоских углублениях рельефа. Сеть оврагов и балок несколько увеличивает интенсивность процесса стока весенних вод и тем самым смягчает его снижение.

Летние дожди в большинстве не дают никакого гидрологического эффекта, и роль дождей в питании рек ничтожна, вследствие чего реки степной зоны относятся к категории рек, обозначаемых Львовичем символом *Su* — преимущественно снежное и незначительное грунтовое питание—и *S* — чисто снежное питание. Реки летом маловодны, пересыхание русла у малых рек—явление обычное для степной зоны. Летняя межень больших рек устойчива и однообразна. Средний годовой сток почти всюду меньше 70 мм и только в бассейне р. Хопра достигает 100 мм и несколько более.

Надлежит отметить существенное различие в условиях формирования речного стока в восточной и западной части степной зоны. На востоке в Заволжье отчетливо выражены своеобразные черты режима рек, приближающие этот район по условиям стока к зоне полупустынь[1]. Здесь весеннее половодье представляет собой период, когда почти весь объем годового стока сбрасывается реками. Потери на инфильтрацию здесь обычно очень велики. Почвы, сильно иссушенные в летний период и покрытые сетью многочисленных трещин, в случае слабого осеннего увлажнения весной жадно впитывают в себя талые воды. Зимой при малом снеж-

[1] Исключение составляет район Высокого Заволжья, где условия стока наиболее благоприятны (бассейн р. Большого Иргиза).

ном покрове под влиянием низких температур воздуха трещиноватость почв увеличивается, и тем самым увеличивается потеря талых вод на инфильтрацию.

Эти потери особенно велики в районах песчанистых почв, обладающих большой водопроницаемостью. Напротив, в районах с глинистыми почвами (Сыртовое Заволжье) в годы с влажной осенью почвы сильно набухают и, по существу, становятся водонепроницаемыми. Летом сильно иссушенные и пронизанные сетью многочисленных трещин почвы настолько интенсивно поглощают атмосферные осадки, что сток дождевых вод фактически отсутствует. Дождевые воды, просачиваясь в почву, в большей своей части под влиянием высоких температур и большого недостатка насыщения безвозвратно теряются на испарение. Грунтовые воды залегают здесь на значительной глубине и в весьма малой степени участвуют в питании рек. Реки часто пересыхают и русла их в меженний период бывают заполнены водой по преимуществу в нижних участках, там, где они врезаны настолько глубоко, что приближаются к зеркалу грунтовых вод.

Своеобразное положение в степной зоне занимает бассейн р. Северного Донца. Здесь особо выделяется остров лесостепья среди степи — Донецкий кряж, с относительно высокими абсолютными отметками до 369 м над ур. м. Ландшафтная особенность этого района в степной зоне получила на карте речного стока отчетливое выражение в виде замкнутой изолинии среднего многолетнего годового стока в 50 мм, внутри которой сток достигает несколько больших значений.

Это увеличение стока обуславливается некоторым увеличением количества осадков, уменьшением температур воздуха, связанных с повышенными абсолютными отметками Донецкого кряжа, и особыми гидрогеологическими условиями.

Влияние Донецкого кряжа сказывается, кроме того, еще и в некотором перераспределении, как указывает Д. Л. Соколовский [104], климатических элементов. В самом деле, юго-западная часть Донецкого бассейна отличается обильными дождями, нередко принимающими характер интенсивных ливней. Однако эти интенсивные ливни не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на величину среднего многолетнего стока, вследствие больших потерь на инфильтрацию и затем на испарение. Северная же и восточная части Донецкого бассейна более богаты твердыми осадками. В соответствии с этим создается некоторое различие в стоке рек северо-восточной и восточной части Донецкого бассейна и западной его части. Реки Лугань, Каменка и Кундрючья (северо-восточные и восточные склоны) более многоводны, чем рр. Волчья, Самара (западные склоны). Это различие стока, обуславливаемое различием в климатических условиях, усиливается гидрогеологическими особенностями различных районов Донецкого бассейна. Так например, бассейны рр. Каменки и Кундрючьей, а также центральные части верховьев рр. Кальмиуса и Крынки характеризуются залеганием каменноугольных отложений, обильных подземными водами, движущимися по преимуществу в трещинах песчаника и сланцев, богатых известняковыми прослойками, являющихся, повидимому, дренажной сетью для подземных вод окружающих пород. В результате восточная и отчасти центральная часть Донецкого бассейна находятся в благоприятных условиях в отношении питания рек подземными водами.

Под влиянием указанных гидрогеологических условий бассейны рек восточных и центральных частей Донецкого бассейна характеризуются несколько повышенными значениями среднего многолетнего стока по сравнению с тем, что можно было бы ожидать, основываясь на климатических особенностях их бассейнов.

В табл. 47 приводятся данные по атмосферным осадкам, недостатку насыщения и стока некоторых рек степной зоны.

Зона полупустынь Европейской территории СССР расположена в пределах Прикаспийской низменности. Последняя представляет собой слабо расчлененную равнину, медленно понижающуюся на юго-восток к Каспийскому морю. Поверхность ее носит плоский характер, и лишь несколько изолированных тектонических куполов возвышается среди низменности.

Почвенный покров мало развитый, со светлокаштановыми почвами в комплексе с солонцами и солончаками. Большое развитие имеют сыпучие эоловые пески,

Таблица 47

Осадки, сток и испарение в речных бассейнах степной зоны Европейской территории СССР

Бассейн реки	Пункт наблюдений	Площадь водосбора, в км²	Средняя годовая сумма атмосферных осадков, в мм	Средний годовой сток, в мм	Среднее годовое испарение, в мм	Средний годовой недостаток насыщения, в мм	Средний годовой коэффициент стока
Б. Иргиз	Клевенка	8 140	325	70	255	3,85	0,22
Б. Узень	г. Новоузенск	7 480	260	42	218	4.3	0,16
Каз. Торец	г. Славянск	5 300	480	50	430	4,0	0,10
Лугань	г. Ворошиловград . .	3 520	475	63	412	4,0	0,13
Кальмиус	Сартаны	3 700	425	41	384	4,05	0.10
Волчья	г. Павлоград	12 870	415	32	383	3,95	0,08

ближе к Каспийскому морю создающие ландшафт песчаной пустыни. Климат — резко континентальный. Зима суровая, устойчивая, с температурами самого холодного месяца до —15°. Лето жаркое сухое, температура самого теплого месяца доходит до 25°.

Годовая сумма осадков повсюду меньше 250 мм и на крайнем юге уменьшается до 175 мм. Большая часть осадков выпадает в течение теплого периода — до 70% и более годовой суммы. Мощность снежного покрова не превышает 10—15 см.

Средний годовой недостаток насыщения на большей части района 4,5—5,0 мм и только к побережью Каспия на довольно узкой прибрежной полосе уменьшается до 3,5 мм. Летом, в июле, недостаток насыщения достигает для большей части Прикаспийской низменности до 12 мм.

Малое количество осадков, неблагоприятное распределение их в течение года, высокие летние температуры и недостаток насыщения, плоский рельеф местности, значительная водопроницаемость грунтов создают исключительно неблагоприятные условия для формирования поверхностного стока, а иногда и почти полное отсутствие его на значительной части Прикаспийской низменности. Речная сеть либо отсутствует вовсе, либо развита очень слабо и обязана своим происхождением главным образом водам, приносимым из районов более северных, расположенных за пределами района.

Прикаспийская низменность представляет собой область, где основным процессом в гидрологическом цикле являются потери. Здесь в большую часть года потенциальная способность испарения значительно превышает приход влаги в виде атмосферных осадков.

Вешние воды, формирующиеся в пределах района, благодаря незначительной мощности снежного покрова и плоскому рельефу не в состоянии переместиться на значительные расстояния и заполняют тонким слоем соседние понижения. Таковы соры или хаки — озерные образования, характерные для Прикаспийской низменности. Их режим целиком определяется режимом влаги Прикаспийской низменности. Они интенсивно испаряют воду, собираемую с прилегающих территорий.

Вешние воды, приносимые в пределы Прикаспийской низменности извне и вызывающие образование разливов (Камыш—Самарские озера, разливы у южной подошвы Общего Сырта), безвозвратно теряются на испарение в течение летнего периода.

Коэфициент стока весенних вод крайне низок. Летом почва просыхает почти на всю глубину промачивания. Летние атмосферные осадки, выпадающие на сильно иссушенную почву, как правило, не дают стока. Плоский рельеф усиливает процессы инфильтрации дождевых вод, и последние в большей своей части затрачиваются на испарение.

Общие физико-географические условия зоны полупустынь предопределяют крайне малые величины среднего многолетнего речного стока в этой зоне. Средний годо-

вой сток здесь уменьшается от 25 мм на севере почти до нуля на крайнем юге. Коэфициент стока повсюду меньше 0,15 и падает до нулевых значений в пределах развития песков.

Таким образом распределение среднего годового стока рек на территории Восточно-Европейской равнины характеризуется отчетливо выраженной широтной зональностью. Каждой ландшафтной зоне свойственны свои своеобразные условия стока, определяемые главным образом климатическими особенностями зоны. Сток рек растет с 300 мм на севере до 350 мм в зоне тайги и далее снижается до 15 мм и менее на крайнем юге. Зона максимального стока рек не совпадает с зоной наибольшего количества атмосферных осадков, что объясняется повышением к югу потерь на испарение под влиянием роста температур воздуха и на транспирацию в связи с изменением состава лесных пород (переход от тайги к лиственным лесам).

На общем фоне воздействия климатических факторов на сток, все прочие физико-географические факторы (рельеф, почва, растительность) модифицируют воздействие климатических факторов, то вызывая увеличение стока вследствие увеличения его интенсивности, то его уменьшение в соответствии с усилением потерь на инфильтрацию влаги в почву и безвозвратной отдачи ее затем в атмосферу.

Широтное распределение стока в пределах Восточно-Европейской равнины нарушается в отдельных случаях в связи с изменениями рельефа, примером чему может служить сток рек в районе Валдайской и некоторых частях Средне-Русской возвышенностей.

Урал

Уральский хребет со своими предгорьями представляет собой интрозональную область со своеобразными физико-географическими особенностями, определяемыми в значительной мере условиями рельефа и орографии.

Влияние этих факторов на физико-географический облик этой зоны разнообразно. Все элементы климата — атмосферные осадки, температура и влажность воздуха и др. — испытывают на себе влияние этих факторов в значительно большей мере, чем влияние широты места, носят в определенной степени черты вертикальной зональности и в то же время испытывают на себе влияние экспозиции склонов. Повышенные уклоны местности, в особенности в верховьях рек, способствуют быстрому стоку как снеговых, так и дождевых вод. Геологические и в особенности гидрогеологические условия определяют усиление процессов инфильтрации, превращая значительную часть поверхностных вод в подземные и тем самым усиливая роль грунтового питания и уменьшая потери на испарение.

Распределение атмосферных осадков и их характер выпадения на Урале тесно связаны с условиями рельефа. Количество осадков, как правило, с высотой местности растет, достигая, судя по имеющимся климатическим картам, 800 мм и более в год. Зона максимальных годовых сумм осадков на Урале расположена в наиболее возвышенной его части, простираясь довольно узкой полосой, примерно от места пересечения Уральского хребта полярным кругом (несколько южнее) на севере до верховьев р. Усьвы, притока р. Чусовой, на юге. По ту и другую стороны Ура ьских гор годовые суммы осадков уменьшаются, причем это уменьшение происходит значительно интенсивнее на восточном склоне, чем на западном.

К югу от верховьев р. Усьвы годовые суммы осадков также уменьшаются: сначала медленно, достигая 400 мм в верховьях р. Урала, и затем резко — до 200 мм на южной окраине Урала. Можно предполагать, что в действительности годовые суммы атмосферных осадков в области наибольшего увлажнения достигают величин, довольно значительно превышающих 800 мм. В самом деле, средний многолетний сток р. Вишеры до Усть-Велса по последним данным составляет 23,0 *л*/сек., что соответствует слою стока в 725 мм. Если принять годовой коэфициент стока для этого речного бассейна равным 0,75, что является скорее заниженной, чем завышенной величиной, то годовая сумма осадков для рассматриваемого бассейна оказывается равной 967 мм, а следовательно, можно ожидать, что в верхних частях бассейна р. Вишеры годовая сумма осадков достигает еще большей величины.

Близость полученной величины к действительной годовой сумме атмосферных осадков в верховьях р. Вишеры может быть подтверждена следующим образом. Среднюю высоту бассейна р. Вишеры до Усть-Велса по карте масштаба 1 : 1 500 000 можно принять равной 575 м над ур. м.

Пользуясь данными метеорологической станции Чердынь (абс. отм. 175 м) и принимая вертикальный градиент температуры воздуха равным 0,5° на каждые 100 м, нетрудно при помощи графика Кузина подсчитать потери на испарение с поверхности рассматриваемого бассейна за 1 год.

В табл. 48 помещены результаты таких подсчетов.

Таблица 48

Подсчет среднего многолетнего испарения в миллиметрах за год бассейна р. Вишеры до Усть-Велса

Месяцы	Средняя температура воздуха	Испарение, в мм	Месяцы	Средняя температура воздуха	Испарение, в мм
I	—19,8°	1,0	VII	15,0°	49,0
II	—15,8	1,6	VIII	11,9	35,6
III	— 9,9	3,7	IX	5,6	18,7
IV	— 1,4	15,2	X	— 2,7	5,8
V	7,1	39,3	XI	—11,5	1,7
VI	11,6	43,9	XII	—17,4	1,0
			Среднее за год	— 2,9	217

Таким образом годовая сумма осадков в верхней части бассейна р. Вишеры составляет $725 + 217 = 942$ мм, что мало отличается от цифры, приведенной выше.

В действительности потери на испарение должны быть в бассейне р. Вишеры несколько меньшими, если учесть развитие карста в этом бассейне.

По данным Справочника по водным рессурсам [108], на участке от д. Бахари до Усть-Велса (на площади в 1000 км²) обнаружено до 4000 воронок различных размеров. Если даже принять во внимание умеряющее влияние карста на потери на испарение, то годовую сумму осадков в верхней части бассейна р. Вишеры возможно ожидать порядка 900 мм.

На карте среднего многолетнего стока рек Урала, опубликованной Соколовским, здесь проведена изолиния стока в 25 л/сек. с 1 км², что соответствует слою стока в 788 мм.

Если принять попрежнему коэфициент среднего годового стока равным 0,75, то годовая сумма осадков для зоны, оконтуриваемой этой изолинией, составит $\frac{788}{0{,}75} = 1051$ мм. Таким образом можно предполагать, что годовая сумма осадков в наиболее возвышенной части Урала достигает 1000 мм и даже несколько более.

Распределение осадков в году на западном и восточном склонах также различно. На западном склоне за холодный период выпадает в среднем около 40% на восточном всего лишь около 25% годовой суммы осадков, причем разница в абсолютных величинах для холодного периода значительно больше, чем для теплого. Так например, в г. Соликамске и г. Богословске, расположенных на одной широте, средняя сумма осадков за теплый период составляет соответственно 352 и 360 мм, за холодный — 234 и 126 мм. Аналогичным образом для г. Молотова и г. Нижнего Тагила сумма осадков теплого периода равна 393 и 348 мм, холодного — 231 и 120 мм.

Температурные условия западного и восточного склонов Урала также различны. Средние годовые температуры воздуха восточного склона на 0,5—1,0° ниже температур западного. Разница в температурных условиях теплого периода выражена более резко, чем холодного.

Соответственным образом различаются между собой и продолжительность теплого и холодного периодов, причем различие между ними возрастает к югу и сглаживается, почти исчезая, на севере (табл. 49).

Таблица 49

Продолжительность теплого сезона на западном и восточном склонах Урала [112]

Широта	Западный склон	Восточный склон	Разница в продолжительности теплого сезона, в днях
	Долгота		
	54°	64°	
60°	189	186	3
56	202	196	6
52	209	197	12

Средний годовой недостаток насыщения в пределах Уральского хребта меняется относительно незначительно, колеблясь от 1,0 мм на севере до 2,0—2,5 мм на крайнем юге.

Вертикальная зональность элементов климата и различие в их распределении на Урале в зависимости от экспозиции склонов обуславливают и характер распределения среднего многолетнего стока рек в этой области.

Изолинии среднего годового стока рек при подходе с запада к Уральскому хребту меняют свое широтное направление на меридиональное, следуя изменениям высоты местности. Область максимального среднего годового стока совпадает с областью максимальных годовых сумм осадков и расположена в наиболее возвышенной северной части Среднего Урала, в верховьях бассейна р. Вишеры. На север и на юг от этой области максимального среднего годового стока последний уменьшается и к северу и к югу, причем интенсивность падения стока к северу значительно меньше, чем к югу, что объясняется резким уменьшением высот к югу, к седловине, отделяющий Средний Урал от Южного, и в соответствии с этим большим уменьшением годовых сумм осадков. Некоторое влияние на распределение стока на Урале в меридиональном направлении несомненно оказывает то обстоятельство, что к северу от зоны максимального стока температуры и недостаток насыщения воздуха уменьшаются, к югу возрастают, что обуславливает, в свою очередь, уменьшение потерь на испарение к северу и увеличение их к югу.

В пониженной части Среднего Урала отчетливо выражается область пониженного стока, ограниченная изолиниями стока в 200 и 250 мм, понижающаяся до 120 мм в районе Свердловска. Далее к югу сток рек снова возрастает, достигая в западной части Южного Урала, в бассейне рр. Белой и Уфы (верховья рр. Юрюзань, Инзер и др.), величины большей 400 мм.

В соответствии с различием в годовых суммах осадков и их распределении в году распределение стока рек на западном и восточном склонах различно. Бо́льшие годовые суммы осадков, большее количество осадков холодного периода на западных склонах по сравнению с восточным предопределяет более благоприятные условия стока на западных склонах, чем на восточных. Абсолютные величины годового стока, равно как и коэфициент стока, здесь больше, чем на востоке. Большая крутизна склонов на востоке обуславливает более резкое падение стока, что на карте стока находит свое выражение в том, что изолинии стока расположены здесь в большинстве случаев гуще, чем на западе.

Значительного снижения достигает годовой сток рек в восточных предгорьях Урала, южной части бассейна р. Тобола, уменьшающийся здесь до 70 мм и менее. Рассматриваемая область предгорий характеризуется сложным рельефом с невысокими хребтами, грядами, увалами, образованными из метаморфизованных древне-

осадочных и изверженных пород. В этой области распространено значительное количество озер, часть которых бессточна. Наличием этих озер, являющихся естественными испарителями, в сочетании с климатическими условиями, объясняются повышенные потери на испарение, а стало быть, и пониженные величины среднего многолетнего стока.

Можно предполагать, что, помимо климатических факторов, значительное влияние на величину среднего многолетнего стока рек на Урале оказывают геологические и гидрогеологические условия и, в частности, развитие карста в ряде районов Урала. Это обстоятельство находит свое выражение в том, что, как подметил Соколовский, величина годовых потерь на испарение с поверхности речных бассейнов на значительной части территории остается постоянной и колеблется незначительно около 300 мм.

Сказанное подтверждается данными табл. 50, заимствованной у Д. Л. Соколовского [100].

Таблица 50

Осадки (x), сток (y), и испарение (z), в среднем за год для отдельных пунктов Урала

Метеорологическая станция	x	y	z	η
	Западный склон			
Чердынь	569	283	286	0,50
Соликамск	586	250	336	0,43
Кизел	740	440	300	0,59
Молотов	624	240	384[1]	0,38
Бисер	669	350	319	0,52
Златоуст	532	240	292	0,45
Уфа	560	220	340	0,39
	Восточный склон			
Богословск	486	190	296	0,39
Верхотурье	446	144	304	0,32
Нижний Тагил	468	157	311	0,34
Свердловск	445	126	319	0,28
Челябинск	377	47	330	0,12
Курган	307	16	291	0,05

В этой таблице значения y (годовой сток) получены по карте среднего многолетнего стока, составленной Соколовским, величина — z (потери стока) получена путем вычисления по формулам: $z = x - y$, $\eta = \frac{y}{x}$.

Потери на испарение в холодный период года количественно на всем протяжении Уральского хребта мало различаются.

В теплую половину года в связи с геологическими особенностями Уральского хребта, значительной водопроницаемостью слагающих его пород, в особенности в районах с сильно развитым карстом, значительная часть вод теряется на инфильтрацию и тем самым предохраняется от безвозвратных потерь на испарение. Так например, в бассейне р. Белой ряд рек (Зелим, Карасас, Яндык и др.) доходят до главной реки только весной, в остальное время года русла их на значительном протяжении остаются сухими. Другие реки (например Сухой Узян — левый приток р. Белой) никогда не доносят своих вод до главной реки и в нижней своей

[1] По мнению Д. Л. Соколовского, годовая сумма осадков для ст. Молотов преувеличена и не характерна для окружающей местности.

части полностью теряют их на инфильтрацию. В результате процессов инфильтрации сглаживаются различия в потерях на испарение, которые должны бы быть значительно большими в зависимости от различия в климатических условиях.

Повышенные значения потерь на инфильтрацию речных вод на Урале подтверждаются кроме того, большим удельным весом питания рек грунтовыми водами и быстрым нарастанием его от верховьев рек к низовьям.

В самом деле, грунтовое питание р. Белой в верхней части ее составляет 21—25% и резко увеличивается до 35% годового стока после впадения р. Уфы. Грунтовое питание этой последней до впадения р. Юрезани составляют также 20—25%, у Шалфеево же возрастает до 35% годового стока. Аналогичное изменение доли грунтового стока в общем стоке наблюдаются у рр. Камы, Вишеры и др.

Таким образом распределение речного стока на Урале тесно связано с распределением по этой территории климатических элементов, находящихся в отчетливо выраженной зависимости от рельефа и орографии. Область максимального стока на Урале расположена в наиболее возвышенной северной части Среднего Урала, в верховьях бассейна р. Вишеры. Отсюда на юг и на север сток рек уменьшается, вновь увеличиваясь в западной части Южного Урала в истоках, рр. Белой и Уфы. Западные склоны Уральского хребта характеризуются более высокими величинами годового стока рек по сравнению с восточными, что обуславливается бо́льшим количеством осадков и более выгодным в гидрологическом отношении распределении их в году на западных склонах, чем на восточных.

В восточных предгорьях Урала, в бассейне р. Тобола, сток рек значительно снижается (до 70 мм и менее), что объясняется особенностями климата и условиями рельефа, способствующего образованию большого количества озер — естественных испарителей.

Благоприятными факторами речного стока в ряде районов Урала являются геологические и гидрогеологические условия (карст), способствующие усилению процессов инфильтрации и предохранению, таким образом, природных вод от безвозвратных потерь на испарение.

Крым

Величина среднего многолетнего стока рек Крыма колеблется в пределах от нескольких миллиметров в равнинной части до 800 мм в горной. Процессы формирования речного стока в Крыму носят своеобразный характер. Это своеобразие заключается в особенностях физико-географических условий Крыма и в большом влиянии на сток рельефа и геолого-почвенных условий.

Крым может быть разделен на две части: Южный, или Горный Крым и равнина Северного Крыма. Крымские горы простираются вдоль берега моря на протяжении около 150 км, полосой шириной около 50 км. Наиболее высокая зона гор — Главная Крымская гряда, простирающаяся вдоль самого берега и местами круто обрывающаяся к морю, состоит из цепи столовых массивов (яйл) и групп отдельных небольших по протяжению хребтов. С севера главная гряда окаймлена предгорной зоной из невысоких гор и кряжей.

Сложена Главная Крымская гряда осадочными мезозойскими породами—преимущественно юрскими толщами сланца, песчаников, известняков.

На платообразной поверхности яйл большей частью отсутствуют поверхностные водотоки. Причиной этому являются карстовые процессы, развивающиеся как на поверхности, так и в глубину. Здесь происходят процессы аккумуляции атмосферных вод и их инфильтрация вглубь. Большая часть этих вод выходит на дневную поверхность на границе водоупорных пород у подножья и на склонах яйл. Атмосферные осадки в большей части Крыма невелики и составляют 300—500 мм в год, и только горный район характеризуется повышенным увлажнением. Годовая сумма осадков на западных яйлах доходит до 1000 мм и выше.

Южное побережье Крыма орошается осадками обильнее, чем степной район. Средние годовые температуры воздуха на южном берегу Крыма 12—15°, на яйле

4—6°, в северном Крыму 10—11°. Изменение климатических особенностей Крыма тесно связано с рельефом страны.

При переходе из горных районов в равнинные все природные условия в Крыму, как отмечал в свое время А. И. Кочерин [54], изменяются параллельно и направлены в одну сторону — ухудшения гидрологических условий: годовые суммы осадков уменьшаются, распределение их в году изменяется в сторону увеличения доли летних осадков, температуры воздуха и недостаток насыщения его влагой возрастают, а следовательно, возрастает и испаряющая способность климата. Вместе с тем уменьшаются уклоны логов и скатов и меняется характер почвенного покрова в сторону увеличения водопроницаемости и влагоемкости.

Таким образом с уменьшением высоты места непрерывно ухудшаются условия стока и на некоторой высоте в жаркие периоды года поверхностный сток отсутствует вовсе.

Область наибольших величин среднего годового стока в Крыму не совпадает с областью, где имеются наиболее благоприятные гидрометеорологические условия (наибольшие годовые суммы осадков, низкие температуры воздуха и т. п.).

В области яйл, где как раз имеют место эти благоприятные условия, тем не менее речной сток отсутствует, вследствие сильно развитых карстовых явлений. Сток рек частей территории, расположенных ниже яйл, усиливается дополнительным питанием за счет выхода грунтовых вод, обязанных своим происхождением процессам фильтрации, происходящим в области развития карстовых явлений. Таким образом области максимальных осадков в Крыму соответствует область минимального, почти нулевого, речного стока.

Область максимального стока располагается в области максимального выхода грунтовых вод, на высоте расположения глинистых сланцев (600— 1200 м над ур. м.). В зоне, расположенной ниже, величины речного стока уменьшаются вместе с уменьшением количества атмосферных осадков и повышенных температур воздуха.

Гидрометеорологические условия на северных склонах гор значительно хуже, чем на южных.

Речные бассейны северных склонов крымских гор обладают бо́льшими размерами площадей бассейнов, чем южные. Уклоны их поверхностей меньше, грунты, слагающие поверхность, более влагоемки и водопроницаемы, чем на южных склонах. Все эти особенности речных бассейнов северных склонов наряду с климатическими особенностями их усиливают интенсивность процессов испарения, а следовательно, вызывают уменьшение речного стока на северных склонах по сравнению с южными. Вот почему на одной и той же высоте величина среднего многолетнего стока на южных склонах повсюду больше, чем на северных.

Следует при этом иметь в виду, что в ряде случаев в Крыму количественные характеристики речного стока носят до некоторой степени условный характер. Происходит это потому, что поверхностные водоразделы речных бассейнов не всегда совпадают с водоразделами подземных вод. Так например, для р. Аян, притока р. Салгир, водосборная площадь носит довольно неопределенный характер.

По указанию П. А. Двойченко, источник Аян питается не только с площади в 15 км² карстового района, но также собирает воды со склонов всего массива северной части Чатыр-Дага, отчасти горы Тас-тау, средней части обоих склонов долины р. Ангары и даже, возможно, с Долгоруковской яйлы. По мнению Двойченко, площадь бассейна источника Аян не менее 47 км². Такая неопределенность в размерах площадей водосбора рек Крыма заставляет с известной осторожностью относиться к некоторым данным о величине среднего многолетнего стока рек Крыма в особенности в тех случаях, когда речь идет о водотоках с малыми площадями бассейнов.

Таким образом распределение среднего многолетнего стока рек Крыма характеризуется следующими особенностями. Наиболее возвышенные части гор обладают почти полным отсутствием стока. Область максимального стока, достигающая 800 мм и более, расположена в зоне, где благоприятные для формирования реч-

ного стока гидрометеорологические условия усиливаются максимальным выходом грунтовых вод. Далее, с уменьшением высоты местности речной сток быстро уменьшается: в степной части — до нулевых значений, на юго-восточном побережье Черного моря — до 50 мм.

Кавказ

Огромный перешеек, расположенный между двумя морями — Черным и Каспийским, представляет собой страну со сложными и разнообразными физико-географическими условиями.

Кавказ естественно разделяется на 4 части — Северный Кавказ, или Предкавказье, Главный Кавказский хребет, Закавказье и Малый Кавказ. Характерные физико-географические особенности каждой из этих частей предопределяют особенности в формировании речного стока, а стало быть, и в распределении его по территории Кавказа.

Основная роль в этом отношении, как и в других районах нашей страны, принадлежит климату. Последний в пределах Кавказа, помимо общего географического положения рассматриваемой страны, находится под воздействием рельефа, Черного и Каспийского морей и Евразийского континента.

Северный Кавказ, или Предкавказье, включает в себя плоскую Кубано-Приазовскую равнину, Ставропольскую возвышенность и Прикаспийскую низменность. К Предкавказью, кроме того, следует отнести участки равнин, непосредственно прилегающих к северному подножью центральной и восточной частей Большого Кавказа.

Предкавказье характеризуется в общем неблагоприятными условиями речного стока. Характерные особенности климата этой части Кавказа обуславливаются в значительной мере защищенностью ее Главным Кавказским хребтом от переноса влаги с Черного моря и проникновением сухих ветров с континента.

Оба эти фактора способствуют сухости климата Предкавказья.

Относительно малые количества осадков обуславливает незначительную потенциальную способность речного стока, уменьшающуюся под влиянием зимних оттепелей. Жаркое и сухое лето обеспечивает возможность больших потерь на испарение. Плоский рельеф, сильно проницаемые почвы уменьшают интенсивность стока и увеличивают потери на испарение. Хозяйственная деятельность человека создает условия, направленные в сторону увеличения потерь на испарение, а следовательно, и на уменьшение речного стока.

Прикаспийская низменность представляет собой типичную полупустыню с плоским однообразным рельефом. Годовая сумма осадков не превышает здесь 350 мм и уменьшается к побережью Каспийского моря до 300 мм и меньше, причем главная масса осадков (до 80%) выпадает в теплое время года. Высота снежного покрова ничтожна — до 3 см, продолжительность его менее 30 дней.

Летние температуры воздуха достигают до 25° и выше; годовой недостаток насыщения влагой воздуха 3—4,5 мм.

На глинистых солонцеватых участках Прикаспийской низменности почвенный покров задерживает проникновение влаги в глубоко лежащие слои, в результате чего почти вся масса атмосферных осадков затрачивается довольно быстро после их выпадения на испарение. На песчаных участках происходит быстрая инфильтрация атмосферных осадков вглубь, пополняющих частично запасы грунтовых вод, частично теряющихся на испарение. Грунтовые воды обычно залегают неглубоко, что, в свою очередь, способствует потерям сохранившейся благодаря инфильтрациям части атмосферных вод на испарение. Плоский рельеф местности усиливает интенсивность этих процессов.

В результате указанных физико-географических особенностей Прикаспийская низменность представляет собою безводную страну, где поверхностный сток, в сущности говоря, отсутствует, а речная сеть представлена концевыми участками рек, приносящими свои воды из отдаленных более влажных районов.

Таким образом, Прикаспийская низменность в пределах Предкавказья, также как и в низовьях Волги, является типичной областью потерь.

Ставропольская возвышенность (с отметками до 827 м), сложенная из третичных глин, известняков и песчаников, характеризуется более благоприятными условиями речного стока. Годовая сумма осадков достигает здесь до 600 мм и более. Средняя годовая температура воздуха меньше 9°, причем температура самого теплого месяца меньше 23°. Годовой недостаток насыщения влагой воздуха не превышает 3,0—3,5 мм.

Водопроницаемость грунтов и пород, слагающих Ставропольскую возвышенность, значительно больше по сравнению с прилегающими низменными районами. Рассеченность рельефа долинами речек, балок и оврагов свидетельствует об усиленной эрозионной деятельности поверхностных вод. Все эти физико-географические особенности Ставропольской возвышенности и, наконец, то обстоятельство, что Ставропольское плато является местным гидрографическим центром, откуда берут начало ряд рек (Егорлык, Калаус, притоки Кумы) — все это свидетельствует о том, что величину годового стока, равно как и коэфициент его, следует ожидать в рассматриваемом районе несколько повышенными. Это обстоятельство не получило отражения на существующих картах среднего многолетнего стока, построенных по данным фактических наблюдений, так как данные по стоку рек в пределах наиболее возвышенной части Ставропольской возвышенности отсутствуют. Эта часть рассматриваемого района представляет собой остров лесостепья, окруженный со всех сторон типичной степью. Если принять, по аналогии с южными участками лесостепи Европейской территории нашей страны, коэфициент среднего многолетнего стока рек близким к 0,20, то можно полагать, что средний годовой сток наиболее возвышенной части Ставропольского плато приближается к 100 мм.

К северу от Ставропольской возвышенности сток рек быстро уменьшается в связи с уменьшением количества осадков и увеличением потерь на испарение и не превышает 25 мм, при коэфициенте стока менее 0,05.

Обширные степи Кубано-Приазовской равнины характеризуются крайне низкими величинами среднего многолетнего стока рек. Климатические условия этого района характеризуются резкой засушливостью. Большие потери на испарение в течение всего года в этом районе определяются уменьшением годовых сумм осадков до 400 мм и менее (со значительным преобладанием осадков в теплую часть года), зимними оттепелями, представляющими обычные для этого района явления, высокими летними температурами и недостатком насыщения влагой воздуха. Все эти факторы наряду с плоским рельефом, замедляющим процессы стока, направлены в сторону уменьшения величины годового стока. Реки этого района в большинстве случаев летом пересыхают, образуя разобщенные друг от друга плесы. Значительное большинство рек образует в устьевых участках лиманы, представляющие собой естественные испарители.

Большое количество прудов и водохранилищ, сохраняя постоянную и довольно значительную водную поверхность в течение всего года при большой испаряющей способности климата, увеличивает потери на испарение. В какой мере лиманы способствуют увеличению потерь на испарение можно судить по следующему примеру. Сток р. Ея у ст. Кущевской за 1929-30 г. составлял 17,18 млн. м^3, а сток со всего бассейна у ст. Старощербинской всего лишь 2,14 млн. м^3. Иначе говоря, 15,04 млн. м^3 воды, или 87% всего стока, у ст. Кущевской в 1929-30 г. было затрачено на заполнение лиманов, расположенных ниже Кущевского поста. Вся эта масса воды была безвозвратно потеряна в дальнейшем на испарение.

Средний годовой сток рек рассматриваемого района всюду меньше 25 мм, а коэфициент стока меньше 0,05.

К югу от Предкавказья по направлению к Главному Кавказскому хребту сток рек увеличивается вместе с высотой местности.

Распределение стока по склонам Главного Кавказского хребта носит ярко выраженный характер вертикальной зональности, обусловленной зональностью же климатических условий. В соответствии с этим естественно ожидать, что распределе-

ние среднего многолетнего стока рек по склонам Кавказского хребта должно быть достаточно сложным. Существовавшие до недавнего времени карты стока не отражали в полной мере этой сложности и в значительной мере являлись генерализованными.

Только в самое последнее время в работе Б. Д. Зайкова [40] приводится карта среднего многолетнего стока рек Кавказа, являющаяся значительно более совершенной, чем все существовавшие до этого схемы.

Главный Кавказский хребет, протянувшийся с северо-запада на юго-восток, более пологими склонами обращен в сторону степей Предкавказья, обрывистыми и крутыми — к Закавказью. Водораздельный кряж, носящий название Главного Кавказского хребта, является гидрографической осью. Севернее его и параллельно ему тянутся длинные боковые цепи. Этим и объясняется растянутость северных склонов. Южный склон Кавказского хребта в западной его части, между Анапой и Гаграми, состоит из контрофорсов, примыкающих к Главному Кавказскому хребту под прямым углом. Восточнее Анапы южный склон состоит из коротких передовых цепей, круто падающих к Главному Кавказскому хребту и положе к югу. В сторону Каспия Главный Кавказский хребет и его ветви постепенно снижаются и заканчиваются грядами холмов на Апшеронском полуострове.

Главный Кавказский хребет задерживает идущие с юга влагу и тепло. С другой стороны, северные склоны открыты воздействию сухих и холодных северо-восточных ветров. В соответствии с этим количество осадков на северных склонах меньше, чем на южных, и уменьшается с запада на восток, а температура воздуха ниже, чем на южных, на одних и тех же высотах.

Северные склоны богаче ледниками, чем южные. Общая площадь оледенения северных склонов Большого Кавказа, по данным С. В. Калесника [45], составляет 1467 км^2, южных же всего лишь 503 км^2, т. е. почти в три раза меньше. Такая большая разница в оледенении северных и южных склонов объясняется Калесником различием в их орографии.

Распределение стока в пределах Большого Кавказа находится главным образом под влиянием климата. Вместе с увеличением высоты местности растет количество осадков, увеличивается доля их, выпадающая в твердом виде, понижается температура и недостаток насыщения влагой воздуха, а следовательно, и потери на испарение, и в соответствии с этим возрастает величина среднего многолетнего стока рек.

Оледенение не оказывает сколько-нибудь существенного влияния на распределение стока по территории Кавказа, а является лишь мощным фактором, воздействующим на режим стока и его колебания. Большие значения среднего многолетнего стока рек в речных бассейнах, характеризующихся большим распространением ледников, определяются не влиянием оледенения, а повышенным увлажнением этих бассейнов атмосферными осадками и пониженными температурами воздуха.

Сказанное хорошо подтверждается тем обстоятельством, что нигде в пределах северных склонов Главного Кавказского хребта средний многолетний сток рек не достигает столь больших значений, как на южных склонах его, несмотря на большую разницу в оледенении.

Средний многолетний сток рек, как указывалось уже выше, растет вместе с высотой местности. Однако этот рост не носит, повидимому, равномерного характера. В нижней части склона Главного Кавказского хребта следует, вероятно, ожидать, что фактический сток несколько больше климатического. Последнее обстоятельство можно объяснить тем, что на этих участках значительная роль в питании рек принадлежит подземным водам, причем, как правило, доля этого источника питания возрастает от верховьев рек к низовьям. Иначе говоря, к питанию рек за счет атмосферных осадков в этой зоне добавляется некоторое количество воды, получаемой реками за счет запасов подземных вод, обязанных своим происхождением областям, расположенным выше. Так например, для р. Терека доля подземного питания у с. Казбек составляет 31%, а у Амираджи-юрта она возрастает до 51%. Следует при этом принять во внимание то обстоятельство, что устьевые участки

ряда притоков р. Терека — рр. Гизель-дон, Аргон и др. — характеризуются незначительной глубиной залегания грунтовых вод. Здесь выходит громадное количество обильных водой родников, причем дебит их почти не зависит от атмосферных осадков.

Наибольших значений сток рек северного склона Главного Кавказского хребта достигает в верхней части бассейна р. Кубани. Здесь в бассейне р. Казначкир, притока р. Теберды, средний многолетний сток составляет 1650 мм, р. Теберды — 1485 мм, р. Кызгич, притока р. Большого Зеленчука, — 1500 мм.

В бассейне р. Терека сток значительно ниже. Здесь максимальный годовой сток отмечен в бассейне р. Генал-дон (Генал-дон — Гизель-дон — Ардон — Терек), достигающий 1340 мм. Таким образом зона максимального стока на северных склонах Главного Кавказского хребта располагается довольно узкой полосой. Эта полоса совпадает с областью наибольшего увлажнения осадками наиболее возвышенной части хребта, богатой ледниками, включающей в себя пространство от истоков р. Большого Зеленчука на западе до истоков рек, берущих начало с ледников Казбека. В этой зоне средний многолетний сток превышает 1500 мм. На запад и восток от этой зоны сток уменьшается вместе с понижением хребта и достигает на его оконечности до 100 мм.

Южные склоны Кавказского хребта значительно богаче атмосферными осадками. Главная масса атмосферной влаги, приносимой с Черного моря, выпадает в виде атмосферных осадков на сравнительно небольшой территории западного Кавказа, причем количество осадков возрастает с запада на восток.

В соответствии с указанным обилием атмосферных осадков, достигающих по данным современных климатических карт более 3000 мм в год, средний многолетний сток рек, стекающих с южных склонов Кавказского хребта, значительно больше, чем на северном склоне его. Наибольших значений он достигает в бассейне р. Чхалты, притока р. Кодори, где средний многолетний сток по последним данным превышает 3000 мм [40].

Повышенными же значениями стока характеризуются бассейны р. Ингури, где в бассейне притока этой реки — Накры — средний многолетний сток отмечен равным 2507 мм.

Есть основание предполагать, что повышенный сток рек южного склона Главного Кавказского хребта объясняется не только климатическими условиями, но до некоторой степени и геологией. Зона известняковых хребтов, протянувшаяся вдоль Главного Кавказского хребта от Гагр на западе, характеризуется большим развитием карстовых явлений. В этой зоне в изобилии встречаются воронки, пещеры; местами у подножья известняковых хребтов выходят источники и целые подземные реки. Характерным для этой зоны является относительно слабое развитие гидрографической сети. Во многих случаях реки этой зоны то исчезают вовсе, то вновь появляются на земной поверхности. Так например, р. Юпшара — левый приток р. Бзыби, вытекающая из озера Рица, временно теряется в трещинах известняка. В бассейне р. Риони рр. Шаора (левый приток р. Риони), Чешура, Чилабури (приток р. Тквибула, притока р. Квирила) так же часть своего течения проходят под землей.

На южных склонах восточной части Главного Кавказского хребта сток рек значительно снижается и только в бассейне р. Тапих-чай, притока р. Алазань, несколько превышает 1250 мм.

Сток рек равнинных частей Закавказья резко различается в западных и южных его частях. Западная часть — Колхидская низменность характеризуется очень высокими величинами стока, достигающими здесь более 2400 мм (бассейн р. Дехва, — притоки р. Кинтриши). Характерным для этого района является уменьшение стока с высотой. Наибольших значений здесь сток достигает у побережья Черного моря. Такое распределение стока в этом районе объясняется распределением атмосферных осадков.

Восточная Закавказская равнина — Куро-Араксинская низменность представляет собой плоскую равнину, с крайне неблагоприятными условиями речного стока,

среднее многолетнее значение которого снижается здесь до 25 мм и менее, что обуславливается общими засушливыми условиями климата этого района.

Годовые суммы осадков здесь не превышают 300 мм, большая часть их выпадает в жидком виде, лето жаркое, крайне сухое.

Южнее, на территории Ленкоранской низменности, распределение стока сходно с распределением его в Колхиде. Здесь также максимальные значения стока имеют место у побережья в районе г. Ленкорана, где они достигают почти 900 мм. По мере удаления от побережья и повышения местности сток рек уменьшается. Причина та же, что и на Колхидской низменности: наибольшие количества осадков выпадают здесь на морском побережье; по мере удаления от побережья количество осадков убывает.

На территории Малого Кавказа и Армянского нагорья распределение стока рек носит значительно более сложный характер, вследствие особенностей рельефа.

Наиболее возвышенные и по преимуществу периферийные части Малого Кавказа характеризуются большим количеством атмосферных осадков и в соответствии с этим повышенным стоком, который, однако, в пределах всего Малого Кавказа остается значительно ниже, чем на склонах Главного Кавказского хребта.

Максимальные значения среднего многолетнего стока в рассматриваемом районе составляют около 500 мм (в районе Мокрых гор, горы Алагез, хребтов Ахманганского, Южно-Гокчинского, Даралагезского, Зангезурского и др.).

Своеобразные особенности в гидрологическом отношении присущи вулканическим нагорьям Малого Кавказа. Воды атмосферных осадков в них нередко в значительной мере поглощаются в трещиноватых или пористых вулканических образованиях, то создавая впечатление полного безводия в отдельных участках, то обеспечивая обилие выходов подземных вод — в виде родников, ключей. Наиболее резко эта особенность выражена на склонах горы Арарат, расположенной за пределами Советского Союза. На этих склонах нет ни одной сколько-нибудь значительной речки и даже малые ручьи представляют собой крайне редкое явление, несмотря на то, что вершина горы Арарат покрыта мощной шапкой фирна, дающей несомненно значительное количество талой воды.

В ряде районов Малого Кавказа в связи с указанной усиленной водопроницаемостью пород имеет место наличие значительного количества рек, питание которых обязано своим происхождением почти исключительно водам родников и ключей. Таковы, например, районы Ахманганский и Гедак-Булакский в бассейне оз. Севан. В значительной части Ахманганского района постоянная гидрографическая сеть отсутствует. Сток талых и ливневых вод имеет место лишь в отдельных частях района и происходит короткое время по немногочисленным оврагам. Постоянно действующие водотоки других частей района характеризуются ясно выраженным преобладанием родникового стока.

Пониженным областям и замкнутым котловинам Малого Кавказа свойственны относительно малые величины стока. Так, в бассейне оз. Севан средний многолетний годовой сток в прибрежной зоне составляет всего лишь 190—200 мм, несмотря на то, что этот водоем расположен на довольно большой высоте (1916 м над ур. м.). Пониженный сток таких замкнутых котловин объясняется относительно малым количеством атмосферных осадков и большой сухостью воздуха.

Таким образом распределение стока рек по территории Кавказа характеризуется значительной сложностью и в общем соответствует распределению годовых сумм атмосферных осадков. Это же последнее обуславливается географическим положением и рельефом местности — высота и экспозиция горных склонов, открытость или защищенность от влагоносных ветров.

Наименьшим стоком рек характеризуются равнины Предкавказья; здесь сток падает до 15 мм и менее. Так же как и атмосферные осадки, сток рек Кавказа растет с высотой местности, причем максимальных значений речной сток достигает на южных склонах Главного Кавказского хребта (более 3000 мм в год). Последние, принимая влагу со стороны Черного моря, орошаются атмосферными осадками обильнее, чем северные склоны, где максимальные значения среднего годо-

вого стока рек несколько более 1500 мм. Эта область максимального стока рек северных склонов Главного Кавказского хребта распространяется от истоков р. Большого Зеленчука на западе до истоков рек, берущих начало в ледниках Казбека. На запад и на восток от этой зоны сток рек уменьшается вместе с понижением хребта и на его оконечности не превышает 100 мм.

Глубокие котловины, долины рек, низменности и участки горной страны — плоскогорья, защищенные от действия влагоносных ветров, характеризуются пониженными количествами атмосферных осадков, а следовательно, и стока рек.

Западно-Сибирская низменность

Западно-Сибирская низменность, как отмечает М. И. Львович [69], является единственной на материке Азии областью, где имеет место широтное распределение стока, нарушаемое на западе Уральским хребтом. В этом отношении Западно-Сибирская низменность имеет сходство с Восточно-Европейской равниной. Различие заключается лишь в том, что, как отмечалось уже выше, величины среднего многолетнего годового стока рек на одной и той же широте в пределах Западно-Сибирской низменности значительно меньше, чем в Европейской части СССР. Это различие объясняется усилением континентальности климата по мере перемещения с запада на восток и защищенностью Западно-Сибирской низменности Уральским хребтом от влагоносных западных ветров.

Условия формирования речного стока, а следовательно, и распределение его в пространстве различны в различных ландшафтных зонах Западно-Сибирской низменности. На крайнем севере в зоне тундры, южная граница которой примерно совпадает с 65° с. ш., господствуют условия избыточного увлажнения. Здесь атмосферные осадки, несмотря на относительно малую величину (годовая сумма 350 мм), в течение всего года превышают испарение, которое, вообще говоря, вследствие низких температур воздуха относительно невелико. Величина годового стока в этой зоне достигает до 300 мм, при годовом коэфициенте стока, подобно тому как это имеет место в тундровой зоне Европейской территории СССР, большим 0,80. Относительно малые потери на испарение, наличие вечной мерзлоты, препятствующей процессам инфильтрации — проникновению атмосферных вод в глубокие слои почвы, слабые уклоны местности, замедляющие сток поверхностных вод, — все эти обстоятельства обуславливают значительную заболоченность зоны тундр. Густота речной сети вырастает к югу. В северной части тундровой зоны в зимний период реки промерзают до дна и сток в них прекращается.

В таежной зоне, занимающей большую часть территории Западно-Сибирской низменности и ограниченной с юга приблизительно широтой в 57°, потенциальные условия стока значительно более благоприятны, чем в зоне тундр. Годовая сумма осадков здесь значительно больше (до 500 мм), мощность снежного покрова значительно возрастает и достигает до 90 см. Однако потери на испарение в этой зоне нарастают быстрее, чем увеличиваются годовые суммы осадков, в результате чего величина среднего многолетнего стока рек неизменно уменьшается с севера на юг.

Условия избыточного увлажнения, наряду с особенностями рельефа, обуславливающие замедленность процессов стока поверхностных вод, являются причиной большого развития заболоченности. Громадные пространства, в том числе и плоские водоразделы, заняты болотами. Поймы рек широки и заливаются не только весенними водами, но и осенними паводками. Весеннее половодье растягивается на все лето — с середины мая до середины августа. Весенние разливы рек представляют собой грандиозное явление. Громадные пространства заливаются водой, среди которой выступают „гривы“ и „веретья“. Обширные приречные пространства, так называемые „соры“, заливаемые весенними водами, достигают обычно значительных размеров, местами сливаясь в одно сплошное озеро. Летом они усыхают, превращаясь в небольшие озера.

Грунтовые воды таежной зоны довольно обильны и залегают на сравнительно небольшой глубине. Таким образом в таежной зоне имеются все условия, обеспе-

чивающие возможность непрерывных потерь на испарение под влиянием испаряющей способности климата. Потери на испарение с поверхности речных бассейнов, обусловленные общими климатическими и гидрологическими особенностями, усиливаются за счет повышенной по сравнению с зоной тундры транспирацией лесной растительности. Потери на испарение довольно быстро растут по направлению к югу, в соответствии с чем уменьшается речной сток и падают коэфициенты стока.

В степной зоне, включающей в себя Кулундинскую, Барабинскую и Ишимскую степи, условия речного стока резко ухудшены по сравнению с таежной зоной.

Большое значение для гидрографии степной зоны, помимо климатических условий, имеет рельеф этой зоны. Характерными особенностями рельефа рассматриваемой зоны является развитие грив, идущих в общем в направлении с северо-запада на юго-восток по левому берегу р. Ишима и в междуречьи рр. Иртыша и Оби. Между гривами расположены понижения с многочисленными блюдцеобразными впадинами, частью занятыми неглубокими (до 3 м) озерами с пресной или соленой водой.

Вдоль больших рек (Иртыша, Оби, Ишима) тянутся прибрежные увалы, достигающие иногда значительной высоты (абс. отметка увала р. Оби до 206 м). Реки, таким образом, отделены этими увалами от прилегающих к ним пониженных междуречных пространств, представляющих собой бессточные области, или, точнее, области с замкнутым внутренним стоком. Реки, орошающие эти междуречные пространства, либо теряются в степи, либо сбрасывают свои воды в бессточные озера.

Климат степной зоны характеризуется отчетливо выраженной континентальностью и засушливостью. Испаряющая способность климата значительно превышает количество атмосферных осадков, годовая сумма которых колеблется в пределах степной зоны от 300 до 400 мм, возрастая к северным частям степной зоны.

Значительные массы весенних вод сбрасываются реками в озера, имеющие здесь большое распространение, в особенности в южной части рассматриваемой зоны. Эти озера, получающие добавочное питание за счет грунтовых вод, служат естественными испарителями в течение всего года. Многие реки обладают течением только в весенний период и летом пересыхают. Таким образом значительная часть весенних вод затрачивается в дальнейшем безвозвратно на испарение. Осадки теплого периода, попадая на сильно иссушенную почву в условиях плоского рельефа, не дают стока и почти полностью затрачиваются на испарение. Изложенными причинами объясняются низкие значения среднего годового стока рек степной зоны, изменяющиеся от 100 мм на севере до 25 мм на юге. Коэфициенты стока в этой зоне падают до 0,05 и менее.

Несколько лучшими условиями стока характеризуются северные части степной зоны (р. Северная Олесна) и правобережье р. Оби.

Здесь и климат более влажный, и менее распространены озера, и, наконец, гидрографическая сеть развита значительно больше, — исчезающие реки являются только исключением.

В заключение следует отметить, что карта стока реки Западно-Сибирской низменности носит до некоторой степени схематический характер.

В самом деле, на карте изогиет О. А. Дроздова в районе Васьюганья показана замкнутая область с годовыми суммами осадков более 500 мм. Для этого района, по данным ст. Ягыл-Якской, средняя годовая сумма осадков 514 мм, средняя годовая температура воздуха составляет — 2,4°, а средний годовой недостаток насыщения влагой воздуха по карте Е. М. Соколовой 1,7 мм. Потери на испарение по графику П. С. Кузина составляют 239 мм в год, по формуле Д. Л. Соколовского 314 мм. Иначе говоря, в первом случае величина среднего годового стока равна 275 мм, во втором 200 мм, в то время как на карте Б. Д. Зайкова сток для рассматриваемого пункта составляет всего лишь 142 мм, а испарение 372 мм в год.

Район Васьюганья представляет собой типичное „полесье“, отличающееся от западного полесья (бассейна р. Припяти) более суровыми климатическими усло-

виями. В бассейне р. Припяти до г. Мозыря годовая сумма осадков составляет 569 мм, годовой сток 122 мм, испарение 447 мм при средней годовой температуре воздуха в 6,8° и недостатке насыщения в 2,4 мм. Совершенно невероятно, чтобы при столь большой разнице в температуре воздуха (9,2°) и недостатке насыщения (2,4 мм и 1,7 мм) годовой слой испарения в рассматриваемом районе был бы всего лишь на 75 мм меньше, чем в бассейне р. Припяти. Вероятно, на карте среднего многолетнего стока в районе верхней части бассейна р. Васьюган следует провести замкнутую изолинию в 200 мм, оконтуривающую водораздельное пространство, включающее в себя верховье рр. Васьюган, Большой Юган и др.

Таким образом для Западно-Сибирской низменности характерно широтное распределение среднего годового стока рек. Величины его уменьшаются от 300 мм на севере в зоне тундр до 25 мм на юге в степной зоне. Это уменьшение стока рек с севера на юг не совпадает с распределением годовых сумм атмосферных осадков на рассматриваемой территории. Это несовпадение в северной части Западно-Сибирской низменности обуславливается более быстрым, чем увеличение осадков, нарастанием потерь при переходе с севера на юг отчасти вследствие роста температур воздуха, отчасти под влиянием быстрого увеличения потерь на транспирацию вследствие смены растительного покрова (тундра — хвойная — лиственная тайга).

В степной зоне Западно-Сибирской низменности потери на испарение усиливаются условиями рельефа, создающими бессточные области, или, правильнее области с замкнутым стоком.

Казахская складчатая страна

На юге к Западно-Сибирской низменности примыкает Казахская складчатая страна — одна из обширных бессточных областей Советского Союза. Весь этот район характеризуется резко выраженным континентальным климатом. Он вовсе изолирован от влияния морей. Орография этой страны такова, что она исключает возможность сколько-нибудь значительных подъемов воздушных масс вдоль склонов, а следовательно, и условия питания атмосферными осадками при восходящих токах.

Годовые суммы атмосферных осадков здесь невелики и только в верховьях р. Ишима и в бассейне р. Нуры достигают до 350—400 мм. Во всех остальных районах количество осадков, выпадающих за год, значительно меньше, и быстро падает по направлению к югу, достигая у побережья оз. Балхаш 100 мм. Бо́льшая часть осадков приходится на летний период и составляет от 70 до 85% годовой суммы. Огромная испаряющая способность климата сводит на-нет гидрологическое значение летних осадков.

Основной источник питания рек рассматриваемой страны — снежный покров. Сравнительно обильные снегом, от 50 до 60 см, области — около Кустаная, верховья р. Ишима и среднее течение р. Нуры. Южнее 49° с. ш. снежный покров обычно менее 20 см, причем около $\frac{1}{4}$ его успевает испариться за зиму, поэтому роль его южнее 49° с. ш. в питании рек ничтожна. Средний годовой недостаток насыщения относительно велик и колеблется от 3 до 5 мм, уменьшаясь к югу.

Зима, вообще говоря, суровая, хотя зимние оттепели, в особенности в южной части страны, представляют собой довольно обычное явление. Лето жаркое, сухое. Температуры самого теплого месяца в южной части достигают до 25°, на севере же падают ниже 19,5°.

Гидрографическая сеть района представлена главным образом реками с замкнутыми бассейнами. Реки в большинстве маловодны. Они не способны пронести свои воды на большое расстояние через степные и полупустынные пространства и в низовьях становятся безводными большую часть года, за исключением весеннего периода, когда они сбрасывают главную массу своих вод.

Основное питание рек снеговое, составляющее 80—90% годового стока. Питание подземными водами носит сложный и своеобразный характер. В горной

части страны, где коренные породы часто покрыты слоем рыхлых продуктов выветривания, инфильтрация поверхностных вод происходит очень интенсивно. Во многих случаях целые ручьи скрываются в этих отложениях. Выклинивание на дневную поверхность этих вод в пределах гор происходит редко, да и то в большинстве на короткое расстояние, так как снова происходит интенсивная фильтрация их. В предгорьях наблюдаются обильные выходы грунтовых вод в виде ключей и родников. В равнинных местностях, где грунтовые воды на большом расстоянии вскрываются глубокими долинами рек, подземные воды играют значительную роль в питании рек.

Все эти описанные выше физико-географические особенности рассматриваемой страны обуславливают весьма низкие величины годового стока и весьма малые значения его годового коэфициента. Здесь слой годового стока всюду меньше 25 мм и коэфициент стока ниже 0,05. Распределение стока по территории, естественно, связано с рельефом страны.

Средняя Азия

На юге к Северному Казахстану примыкает самая обширная бессточная область Советского Союза — Средняя Азия, обладающая рядом характерных особенностей, резко отличающих ее от других районов нашей страны.

Большая часть рассматриваемой территории, около 71%, занята низменными равнинами с отметками, доходящими до — 26 м. Остальные 29% площади Средней Азии представляют собой горную страну, включающую в себя горные системы — Тарбагатая, Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Копет-Дага и Гиндукуша.

Равнинная часть Средней Азии — ярко выраженная область потерь. Испаряющая способность климата этой части Средней Азии чрезвычайно велика: она значительно превосходит количество атмосферных осадков, не превышающих здесь 300 мм в год и уменьшающихся в некоторых районах равнинной части Средней Азии до 100 мм и менее. Снежный покров либо отсутствует вовсе, либо крайне незначителен. Условия рельефа и повышенная водопроницаемость почв и грунтов вместе с высокой испаряющей способностью климата исключают в подавляющем большинстве случаев возможность образования поверхностного стока.

Горные районы являются областью аккумуляции влаги и формирования речного стока. Главная роль в этом отношении принадлежит Тянь-Шаню и Памиро-Алаю. Тарбагатай входит в состав среднеазиатского бессточного района только южным склоном и лишь в западной части и является второстепенным источником образования стока. Воды, стекающие с его склонов, питают главным образом сравнительно близко лежащую от Тарбагатая озерную группу Ала-Куль и отчасти оз. Балхаш. Оба этих водоема являются естественными испарителями влаги.

Хребет Копет-Даг характеризуется относительно небольшими высотами. Он полностью расположен ниже снеговой линии. С него стекают мелкие речки, весьма маловодные, обладающие стоком меньшую часть года и довольно быстро теряющие свои воды при выходе из гор.

Реки, стекающие с западных отрогов собственно Гиндукуша (рр. Теджен и Мургаб), также не отличаются многоводностью. Значительное влияние на их водность оказывает хозяйственная деятельность человека: воды их полностью разбираются на орошение.

Тянь-Шань и Памир представляют собой основные области формирования речных систем, орошающих Среднюю Азию.

Вся система хребтов, входящих в Тянь-Шань и Памиро-Алай, вытянута примерно с востоко-северо-востока на запад-юго-запад. Она легко доступна западным воздушным течениям, приносящим в Среднюю Азию влагу с морей Атлантического океана. Напротив, доступ в нее северных и южных воздушных течений затруднен. Горные цепи не вполне параллельны. Внутри системы имеются горные узлы (Хан-Тенгри, Пик Сталина, Гармо и др.), от которых веерообразно расходятся горные хребты. С другой стороны, внутри системы имеются поперечные хребты (Ак-Ший-

ряк, Ферганский, Академии Наук, Зулум-арт), простирание которых значительно отличается от остальных цепей. Эти поперечные хребты находятся в особо благоприятных условиях в отношении конденсации на них атмосферной влаги, приносимой с запада.

Скопление атмосферной влаги в горных узлах также очень обильно. По мнению С. В. Калесника [45], „влага, переносимая ветром вдоль сходящихся к узлу горных цепей, как по огромным желобам подводится с обширного пространства к одному сравнительно небольшому, но очень высокому району" (стр. 84). При таком расположении горных хребтов периферийные горные цепи, в особенности их северные склоны, получают значительно больше атмосферных осадков, чем горные хребты, расположенные внутри системы. Различная степень нагрева северных и южных склонов усиливает различие в интенсивности процессов конденсации атмосферной влаги, а стало быть, и в орошении их атмосферными осадками.

Отдельные замкнутые речные долины, высокогорные плато, расположенные внутри системы, характеризуются пониженным увлажнением.

Количество осадков, как правило, растет с высотой местности. Начиная с 700 м над ур. м., почти всюду годовая сумма осадков больше 300 мм. Зона максимального увлажнения совпадает, повидимому, с лесной зоной, и по некоторым косвенным данным годовая сумма осадков здесь значительно больше 2000 мм. Выше этой зоны, по имеющимся далеко не полным наблюдениям, количество осадков уменьшается.

Вместе с увеличением высоты местности изменяется и распределение атмосферных осадков в году. На большей части равнин Средней Азии главная масса осадков выпадает зимой и весной, причем максимум осадков падает на весенние месяцы. По мере повышения местности максимум осадков постепенно перемещается на более поздний период и в наиболее возвышенных частях приходится на лето, причем большая часть осадков вследствие низких температур воздуха выпадает в твердом виде.

Улучшение гидрологических условий с увеличением высоты местности происходит не только под влиянием роста атмосферных осадков, увеличения доли их, выпадающей в твердом виде, увеличения мощности и продолжительности залегания снежного покрова. Этому способствует уменьшение температур воздуха, причем вертикальный градиент летних температур воздуха растет с высотой, удлинение холодного периода, уменьшение недостатка насыщения, а следовательно, и значительное ослабление испаряющей способности климата. Начиная примерно с высоты около 1000 м над ур. м., количество осадков все более и более превосходит потери на испарение.

К этому нужно добавить еще резкое увеличение уклонов местности, уменьшающих время добегания, уменьшение количества обломочного материала, усиление водопроницаемости пород, уменьшение мощности почвенного покрова. Все эти факторы способствуют уменьшению потерь стока как временных, так и постоянных.

Наиболее активной в смысле аккумуляции влаги, а следовательно, и питания рек Средней Азии является ледниковая область, расположенная выше линии вечного снега, где источниками питания рек являются ледники, вечные и сезонные снега[1].

Эта зона расположена выше 3000 м над ур. м. Здесь атмосферные осадки выпадают почти исключительно в твердом виде. Часть из них в течение лета успевает под действием тепла растаять, часть, скопившаяся в виде снега, претерпевает сложную серию превращений, прежде чем путем таяния попадает в реки.

Требуется довольно значительный промежуток времени, чтобы атмосферные осадки превратились в фирн, фирн в лед в верхней части ледника, а этот послед-

[1] Термин „сезонные снега" введен в русскую гидрологическую литературу Э. М. Ольдекопом [80]. Следует иметь в виду, как это совершенно справедливо отмечал Ольдекоп, что процессы таяния сезонных и вечных снегов происходят с совершенно различной интенсивностью, вследствие чего влияние температуры и радиации на таяние вечных и сезонных снегов носит различный характер.

ний в своем медленном движении достиг, наконец, того положения, где начинается таяние льда и талая вода попадает в реку.

Таким образом, в ледниковой зоне всегда имеются значительные запасы влаги, естественно регулирующие режим стока рек и уменьшающие изменчивость годового стока рек, берущих здесь свое начало. Температура воздуха большую часть года отрицательна. Средние годовые температуры также отрицательны и достигают довольно низких значений. Так например, по данным Тяньшаньской обсерватории за 14 лет наблюдений, средняя годовая температура равна —7,0°. Температура самого теплого месяца не превышает 15°. Безморозный период отсутствует. Недостаток насыщения очень мал; по данным Тяньшаньской обсерватории, средний годовой недостаток насыщения составляет всего 0,2 мм.

Таким образом в этой зоне имеют место исключительно благоприятные гидрологические условия, обеспечивающие высокие значения коэфициента стока, довольно близкие, повидимому, к единице.

Площадь этой зоны при современной картографической изученности не поддается определению. Известно лишь, что общая площадь оледенения гор Средней Азии может быть принята равной 11 000 км² [53].

Ниже ледниковой зоны на высоте 2000—3500 м над ур. м. расположена зона снегового питания рек. Она включает в себя область альпийских лугов и лесной растительности. В этой зоне, годовая сумма атмосферных осадков достигает наибольших значений, снежный покров наибольшей мощности, при этом в области распространения лесной растительности таяние снега растягивается на довольно длительный период, смягчая колебания режима стока в течение периода снеготаяния.

В этой зоне, сложенной, как и предыдущая, кристаллическими и метаморфизованными породами, почвенный покров либо отсутствует вовсе, либо характеризуется крайней маломощностью и большой водопроницаемостью. Таким образом создаются весьма благоприятные условия для образования и питания подземных вод, часть которых уходит на значительную глубину и выклинивается в более низко расположенных зонах, часть дает начало родникам и ключам, питающим реки в пределах этой же зоны. С другой стороны, большие уклоны местности способствуют быстрому сбросу вод в тальвеги долин.

Температурные и гигрометрические условия попрежнему обеспечивают здесь превосходство количества атмосферных осадков над испаряющей способностью климата. Коэфициент стока в этой зоне можно ожидать изменяющимся в пределах 0,60—0,80.

Эта зона представляет собой область наибольшего развития гидрографической сети. Изменчивость годового стока рек этой зоны значительно больше, чем в предыдущей.

Еще ниже до изогипсы, примерно в 1000 м, расположена зона, где основным источником питания рек являются дожди, хотя в верхней части этой зоны снежному покрову все еще принадлежит весьма значительная роль.

По мере уменьшения высоты местности роль и значение снежного покрова уменьшаются и возрастает участие дождей в питании рек.

Эта зона включает в себя степную или, точнее, лесостепную и степную области. Годовая сумма осадков здесь резко снижается и уменьшается в нижней части зоны до 600—700 мм в год, большая часть которых выпадает в зимний и весенний периоды. Значительная часть осадков выпадает в виде ливней, вызывающих нередко образование силей.

Характерной особенностью этой зоны являются большие потери атмосферных осадков как временные, так и безвозвратные. В этой зоне сравнительно большое количество влаги поглощается на месте и затрачивается на испарение, часть же ее идет на питание подземных вод. Усилению инфильтрации способствуют относительно малые уклоны местности, сомкнутый травостой, задерживающий сток как талых, так и дождевых вод. Мощный почвенный покров поглощает при этом значительное количество влаги, чтобы под влиянием повышенных температур воздуха летнего периода, усиленной инсоляции и воздействием ветра отдать эту

влагу в атмосферу путем испарения. В этой зоне испаряющая способность климата превосходит приход влаги в виде атмосферных осадков, и только распределение их в году обеспечивает возможность формирования речного стока в этой зоне. Следует отметить, как указывает на это В. Л. Шульц [116], различие в условиях стока северных склонов и южных. Последние обычно более круты, покрыты менее сомкнутым травостоем, характеризуются более частыми обнажениями коренных пород и некоторой щебневатостью почвенного грунтового покрова.

В соответствии с этим на северных склонах бо́льшая часть осадков поглощается на месте и не достигает речного русла.

В нижней части рассматриваемой зоны условия стока значительно ухудшаются: количество осадков уменьшается, испаряющая способность климата возрастает, рельеф становится более пологим, что способствует замедлению стока и увеличению потерь. Реки этой зоны в большинстве маловодны и характеризуются резкой изменчивостью стока как в течение года, так и из года в год. Русла их значительную часть года либо имеют очень малое количество воды, либо высыхают вовсе, теряя свои воды отчасти на испарение, отчасти на фильтрацию и пополнение таким образом запасов грунтовых вод. Выклинивание грунтовых вод в виде родников и ключей в этой зоне представляет собой обычное явление. Эта зона является, кроме того, областью наибольшего зарождения и развития силевых потоков.

Следующая зона — предгорная, расположена ниже 1000 м над ур. м. Рельеф этой зоны носит в верхней части волнистый характер, в нижней — приближается к плоской равнине. Основную роль в строении рельефа этой зоны играют конусы выноса, нередко соединяемые полосой осыпей со склонов. Количество осадков в этой зоне невелико и колеблется в пределах от 300 до 600 мм, причем бо́льшая часть их выпадает в жидком виде. Испаряющая способность климата чрезвычайно велика. Так, по данным наблюдений над испарением с водной поверхности р. Чирчик (ст. Чымбайлыкская), годовая сумма испарений превышает 1500 мм при годовой сумме осадков в 600 мм.

Эта зона — область потерь. Здесь коэфициент стока ничтожен, и атмосферные осадки в весьма малой степени принимают участие в формировании речного стока. Главная масса их либо затрачивается на испарение, либо на фильтрацию. Наиболее интенсивно процесс фильтрации происходит в верхней части предгорной зоны, причем в нем участвуют не только атмосферные осадки, но и воды, приносимые реками. Этот процесс усиливается интенсивным разбором воды на орошение. Все водотоки при выходе из гор начинают быстро разбираться на орошение и в ряде случаев русла этих водотоков, начиная с некоторого пункта, большую часть года остаются сухими. Таким образом значительная часть вод этой зоны безвозвратно затрачивается на испарение, частью с поверхности воды и почвы и в значительно большей мере при использовании для искусственного орошения на транспирацию растений. Часть же вод, погружаясь вглубь, выклинивается у основания конусов выноса, иногда образуя заболоченные участки — „сазы", иногда давая начало небольшим рекам, режим которых целиком определяется интенсивностью процессов фильтрации вышележащих областей.

Зона, расположенная примерно ниже 300 м над ур. м., представляет собой область, где испаряющая способность климата настолько превосходит приход влаги в виде атмосферных осадков, что поверхностный сток возникнуть не может.

Здесь речная сеть либо отсутствует вовсе, либо представлена концевыми участками рек, приносящих свою воду из горных районов, либо сетью ирригационных каналов, многие из которых в течение длительного существования настолько изменили свой облик, что производят впечатление обычных речек, пересекающих равнинную часть Средней Азии (арыки Салар, Бозсу и др.).

Изложенная схема вертикальной зональности процессов формирования стока в Средней Азии носит характер общей схемы. В ряде случаев она нарушается локальными особенностями отдельных районов, в особенности там, где условия рельефа нарушают вертикальную зональность климата.

Распределение среднего многолетнего стока рек по территории Средней Азии характеризуется следующими чертами.

Равнинные области лишены поверхностного стока. По мере приближения к горам сток возрастает и изолинии стока следуют особенностям рельефа.

В районе Джунгарского Алатау, в истоках рр. Лепсы, Аксу, Каратала, сток достигает максимальных значений, так же как и в других районах Средней Азии, в зоне вечных снегов и ледников. Однако, принимая во внимание незначительное, по свидетельству С. В. Калесника, развитие современного оледенения Джунгарского Алатау, в этом районе не следует ожидать большого количества атмосферных осадков и в соответствии с этим больших значений среднего многолетнего стока. На карте изогиет О. А. Дроздова здесь максимальная сумма осадков обозначена изогиетой в 400 мм. В действительности в высокогорной части Джунгарского Алатау количество осадков значительно больше. Данные гидрометрических наблюдений отмечают здесь максимальный средний годовой сток в бассейне р. Каратал (верхняя часть бассейна), равный 620 мм. Если принять коэфициент годового стока равным 0,75, то можно предположить, что годовая сумма атмосферных осадков достигает до 827 мм.

Хребет Залийский Алатау характеризуется гораздо бо́льшим увлажнением атмосферными осадками. Так например, в лесной зоне у Алмаатинского озера на высоте около 2900 м над ур. м. отмечалась годовая сумма осадков почти до 1500 мм. Оледенение этого хребта характеризуется также значительно большей мощностью. В соответствии с этим и гидрографическая сеть на склонах Заилийского Алатау достаточно густая и средний многолетний сток повышен по сравнению с Джунгарским Алатау. В бассейне р. Талгара (до с. Талгар), берущего начало в районе пика Талгар, связывающего Заилийский Алатау с Кунгей Алатау, где развито наиболее мощное оледенение, средний многолетний сток достигает до 740 мм. Еще большие значения стока отмечены в верховьях р. Каскелен (северные склоны Заилийского Алатау) в бассейне р. Ак-Сай у Ак-Сайского ущелья, где величина стока составляет около 1150 мм.

В бассейне оз. Иссык-Куль, несмотря на значительную высоту бассейна, сток рек значительно понижен. Здесь сток рек в прибрежной зоне уменьшается почти до 180 мм и более всего возрастает в восточной части, обильнее всего орошаемой атмосферными осадками. Так, в бассейнах рр. Каракол и Джеты-Огуз средний многолетний сток достигает почти 1000 мм, а в верхних частях этих рек его следует ожидать еще бо́льшим. По мере дальнейшего углубления в горы Тянь-Шаня в ряде районов величина стока снижается и его значения не соответствуют высоте местности. В верховьях р. Нарына и в средней части его бассейна сток значительно уменьшается и достигает всего лишь 150—180 мм. Такое снижение стока в этом районе объясняется защищенностью его горными хребтами. Здесь в районе г. Нарынска количество осадков не превышает 250 мм и весь облик района носит характер типичной степи.

В районе Киргизского хребта увеличение стока с высотой происходит довольно медленно. Изолиния стока в 100 мм проходит довольно высоко, около 1000 м над ур. м., по склонам Киргизского хребта и поднимается по долине р. Чу несколько выше Боамского ущелья.

Склоны Киргизского хребта значительно беднее атмосферными осадками, чем Заилийский Алатау. Даже в наиболее увлажненной восточной части этого хребта — в районе перевала Шамси, судя по отдельным отсчетам по суммарным дождемерам, годовая сумма атмотферных осадков не превышает 1000 мм. Количество осадков уменьшается с востока на запад. Так, в верховьях р. Ала-Арчи, бассейн которой расположен восточнее бассейна р. Шамси, годовая сумма осадков на высоте около 3000 м над ур. м. не превышает 400 мм.

Относительно небольшое развитие оледенения на склонах Киргизского хребта, малые размеры ледников (по данным каталога ледников Н. Л. Корженевского [53] в этом районе длина самых крупных ледников не превосходит 3 км), относительно слабо развитая гидрографическая сеть по сравнению с Заилийским Алатау свидетельствуют о пониженном увлажнении этого района.

Наибольший сток, по имеющимся материалам наблюдений, отмечен в верхних частях бассейнов рр. Ала-Арча и Ала-Медина, где он достигает почти до 1000 мм. Эту цифру следует считать несколько преувеличенной. Причина этого преувеличения заключается в ненадежности картографического материала, а следовательно, и ненадежности определения водосборных площадей бассейнов рек, стекающих со склонов Киргизского хребта. Дело в том, что положение Киргизского хребта на современных картах, как на это указывалось еще в 1923 г. мною [26], а затем в дальнейшем Н. Л. Корженевским, показано не верно. Он должен быть отнесен несколько южнее современного его изображения на карте, в соответствии с чем должны возрасти и площади бассейнов всех рек, стекающих со склонов Киргизского хребта. По этой причине и максимальный годовой сток рек рассматриваемого района следует ожидать значительно меньшим 1000 мм и по приблизительным подсчетам равным 600—700 мм.

В западных отрогах Тянь-Шаня (Таласский Алатау) наибольший годовой речной сток наблюдается в верховьях р. Пскема (правая составляющая р. Чирчик) и р. Кок-су — притока р. Чаткала, левой составляющей р. Чирчик. Здесь, в бассейне р. Кок-су отмечен средний годовой сток несколько меньшим 1000 мм.

Бассейн р. Чирчика находится в относительно благоприятных условиях увлажнения, благодаря тому, что долина этой реки направлена навстречу влагоносным западным ветрам. По данным проф. Л. А. Молчанова можно предполагать, что в наиболее возвышенных частях бассейна р. Чирчика годовые суммы осадков превышают 2500 мм.

В Ферганской долине наиболее пониженные ее части характеризуются стоком, близким к нулю. По склонам горных хребтов, окружающих Ферганскую долину, величина стока быстро возрастает и достигает максимальных значений в верховьях р. Аравансай, истоки которого заложены на Алайском хребте. Здесь значения среднего многолетнего стока достигают почти 1500 мм. Распределение стока по склонам гор вполне закономерно. Наименее увлажненные южные склоны Чоткальского хребта характеризуются наиболее низкими значениями стока (менее 500 мм); величины стока растут к востоку и затем снова несколько уменьшаются на склонах Туркестанского хребта. Такое распределение стока совпадает с распределением атмосферных осадков и густоты гидрографической сети.

Область максимального среднего годового стока рек в Средней Азии расположена на Памире в бассейне рек, связанных с областью максимального оледенения. Здесь, в верховьях рр. Мук-су, Оби-Хингоу величина стока превышает 1500 мм. К юго-востоку от этой области максимального стока последний быстро падает, и в бассейне р. Памира, несмотря на громадную высоту, на которой расположен бассейн этой реки, величина стока снижается до 75 мм и меньше. Этот район представляет собой типичную область высокогорных пустынь с очень малыми количествами осадков и с относительно высокой испаряющей способностью климата.

В районе Гиссарского хребта расположена еще одна замкнутая область повышенного стока, со значениями его, превышающими 750 мм, включающая в себя истоки правобережных притоков р. Аму-Дарьи: рр. Кафирнигана и Сурхан-Дарьи, р. Кашка-Дарьи, рек, входящих в систему р. Зеравшана: Фан-Дарья, Ягноб и др.

Сток рек, стекающих со склонов Копет-Дага, незначителен. Малое количество осадков, крайне сухой и жаркий климат снижают значения стока до весьма малых величин. Даже в наиболее возвышенных и увлажненных частях Копет-Дага, где годовые суммы осадков не превосходят 400 мм, не следует ожидать стока, превышающего 200 мм.

Таким образом распределение среднего годового стока рек на территории Средней Азии характеризуется следующими особенностями. Обширные равнины этой страны представляют собой область потерь. Здесь испаряющая способность климата превосходит количество атмосферных осадков и сток рек либо ничтожен,

либо отсутствует вовсе. По мере приближения к горам сток рек увеличивается. Выше, примерно 1000 м над ур. м., располагается область формирования стока рек Средней Азии. С увеличением высоты местности увеличивается количество осадков, уменьшаются потери на испарение под влиянием уменьшения температур воздуха и временных потерь на фильтрацию (изменение почвенных условий) и усилений процессов образования подземных вод (геологические условия). Области максимального стока рек совпадают с областями наибольшего выпадения атмосферных осадков: подветренные склоны периферийных горных хребтов, отдельные горные системы, возвышающиеся над окружающими горными сооружениями. Замкнутые речные долины и высокогорные плато характеризуются типичным степным и полупустынным ландшафтом (среднее течение р. Нарына, Памир и т. п.) с малым количествам осадков и резко сниженными величинами речного стока.

Алтай и Саяны

Горная страна, включающая в себя горные системы Алтая и Саян, характеризуется всеми теми особенностями в формировании и распределении речного стока, что присущи горным районам. Здесь так же, как и в других горных районах нашей страны, рельеф местности, его высотные особенности оказывают мощное влияние на климат и сток рек. Сложность и разнообразие рельефа обуславливают сложность в распределении стока на территории рассматриваемой страны. Явления вертикальной зональности климата, почв и растительности предопределяют вертикальную же зональность как величин стока, так и характера соотношений между стоком и климатическими факторами.

Отличие Алтая и Саян от Кавказа заключается в большей континентальности климата, в соответствии с чем количество осадков здесь значительно меньше, температуры воздуха, в особенности в зимний период, ниже, чем на Кавказе.

В отличие от горных районов Средней Азии, Алтай и Саяны характеризуются большим орошением атмосферными осадками, более благоприятными условиями стока летних дождевых вод, что подтверждается значительно меньшим распространением степной зоны на Алтае и в Саянах, чем в Средней Азии, и тем, что в Средней Азии эта зона распространяется на значительно большую высоту, чем в рассматриваемом районе. Распределение атмосферных осадков в этой стране носит крайне сложный характер и находится в тесной зависимости от рельефа, причем наибольшее количество осадков наблюдается на периферийном поднятии и резкое их уменьшение — на подветренных склонах и в замкнутых долинах.

Наиболее отчетливо влияние рельефа сказывается в районе Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау. Здесь на коротком расстоянии количество осадков быстро меняется не только с высотой, но и в зависимости от ориентации склонов. Так например, на юго-западном наветренном склоне хр. Салаира годовая сумма атмосферных осадков превышает 500 мм, в Кузнецкой же котловине она не более 300 мм. На западном склоне Кузнецкого Алатау количество осадков растет от 400 мм почти до 2000 мм, в то время как на восточном она падает до 250 мм и менее. Высокие значения среднего многолетнего стока рек, достигающих до 1800 мм (Средняя Терсь — приток р. Томи), свидетельствуют о том, что на западном склоне Кузнецкого Алатау годовые суммы осадков достигают указанной величины 2000 мм, хотя на современных климатических картах в этом районе показана изогиета всего лишь в 1000 мм.

Есть основания предполагать, что в высокогорных районах в области оледенения годовые суммы осадков достигают также больших величин—порядка 2000 мм. Кратковременные наблюдения на оз. Телецком и в Артыбаше констатировали годовую сумму осадков в пределах от 700 до 1200 мм.

В наиболее возвышенных частях Саянского хребта наибольшая годовая сумма атмосферных осадков на карте О. А. Дроздова показана более 1400 мм (истоки рр. Кизыр и Казыр и р. Амыл — притоки р. Тубы).

Большая часть осадков — более 70% годовой суммы осадков — как в горном Алтае, так и на Саянах выпадает в теплый период года, причем доля осадков этого периода возрастает к востоку.

В Саянах, по данным А. В. Вознесенского, отмечается исключительная скудность зимних осадков. Так например, по наблюдениям метстанции Оленья речка (Саяны — 1475 м над ур. м.), в отдельные годы в феврале не было ни одного дня со снегом. При характерной для Саян сухости воздуха можно предполагать, что значительная часть снежного покрова затрачивается на испарение.

Восточные Саяны значительно беднее атмосферными осадками. Распределение их в году с точки зрения формирования стока рек еще более невыгодно.

Мощность снежного покрова достигает в горах весьма значительных величин, более 2 м. В высокогорных частях Алтая и Саян снег сохраняется, если не весь год, то большую часть его. Образовавшиеся, таким образом, снежные поля в особенно холодные и обильные осадками годы носят характер „перелеток" и заполняют отдельные углубления, располагаясь значительными пятнами. На высотах выше 3500 м над ур. м. они образуют сплошные снежные поля и покрывают ледники, являясь мощными источниками питания рек.

Температурные условия горных районов и в особенности высокогорных крайне суровые: средняя годовая температура воздуха отрицательна и не превышает —1,0°; температура самого теплого месяца (июля) в большинстве ниже 10°, самого холодного зимнего ниже — 18°; продолжительность теплого периода меньше 180 дней, а периода с температурой в 10° всего лишь 3 месяца, в то время как в степных районах продолжительность этого периода достигает 5 месяцев и более.

Годовой недостаток насыщения повсюду меньше 3,0 мм и довольно быстро уменьшается с высотой.

Климатические условия района, наряду с большими уклонами местности, способствующими быстрому стоку вод, создают благоприятные условия формирования речного стока в рассматриваемом районе.

Зависимость климатических особенностей района от рельефа предопределяет влияние последнего на распределение стока. Как правило, сток на Алтае и в Саянах растет с высотой местности, достигая максимальных значений в областях наибольшего орошения атмосферными осадками.

Наибольший средний годовой сток рек отмечен в районе Кузнецкого Алатау, в верхних частях притоков р. Томи, где он достигает до 1800 мм и более.

На южном Алтае имеется несколько областей повышенного стока. Так например, средний многолетний сток р. Аккем (Катунский хребет, бассейн р. Катуни) достигает 1750 мм, сток р. Громотухи (бассейн р. Ульбы) — 1300 мм. В Саянах величина стока значительно меньше и не превышает, по имеющимся данным, 1000 мм (бассейн р. Казыр), что объясняется менее благоприятными климатическими условиями этого района.

В замкнутых долинах, защищенных горными хребтами от влагоносных ветров, сток рек, естественно, резко снижается, несмотря на значительную высоту местности. Так например, в районе Чуйской степи, с ее засушливым климатом, сток рек падает до 120 мм и менее.

Восточная Сибирь

Сток рек Восточной Сибири, равно как и климат этой страны, изучены крайне слабо. В соответствии с этим и карту среднего многолетнего стока рек этой области следует рассматривать как схему первого приближения, которая в будущем, по мере дальнейшего накопления фактических материалов наблюдений над стоком рек, подвергнется несомненно значительным изменениям и уточнению. Это в особенности справедливо по отношению к северной и северо-восточной части рассматриваемого района. Несколько лучше изучен сток рек Забайкалья.

Обширная страна, протянувшаяся от берегов северных морей до Забайкалья на юг, в значительной своей части заполненная горами, естественно, характери-

зуется сложностью и разнообразием физико-географических условий, причем общим почти для всей территории является суровый континентальный климат.

На Крайнем Севере располагается зона тундр, с характерными для нее физико-географическими особенностями, создающими условия формирования речного стока, о которых упоминалось уже при описании зоны тундр Западно-Сибирской низменности и Восточно-Европейской равнины. Климат зоны тундр здесь еще более суров, чем в других районах, годовые суммы осадков меньше 300 мм, а на побережье моря Лаптевых менее 200 мм. Данные о стоке рек этой зоны, в сущности говоря, отсутствуют.

К югу от зоны тундр на громадном протяжении простирается зона тайги. Здесь примерно до 64 параллели температуры выше 10° наблюдаются на продолжении всего лишь 1—2 месяцев; южнее 64° продолжительность этого периода возрастает до 3 месяцев.

Бо́льшая часть этой зоны покрыта тайгой хвойного типа, отчасти с примесью лиственных пород. Зимние температуры опускаются до —40 и даже —50°, летние достигают до +30°.

Количество осадков относительно невелико (300—400 мм) и только в западной части Средне-Сибирского плоскогорья возрастает до 700 мм. Бо́льшая часть осадков (70—80% годовой суммы) выпадает в виде дождей. Мощность снежного покрова относительно невелика и уменьшается к востоку, и только начиная с бассейна р. Колымы мощность снежного покрова вновь возрастает. Режим температуры воздуха и осадков обуславливают характерную для горных районов Восточной Сибири особенность — развитие болот и мочежин.

Незначительный снежный покров, крайне низкие температуры воздуха являются причиной глубокого промерзания почв и большого распространения в этой зоне вечной мерзлоты.

В Забайкалье тайга соприкасается с климатом степей. Степи распространены преимущественно в южном Забайкалье на высоте от 500 до 1000 м над ур. м. Годовые суммы осадков здесь меньше 300 мм и падают почти до 150 мм. Доля зимних осадков ничтожна, снежный покров крайне незначителен (менее 20 см). Зима суровая. Грунты сильно промерзают, и мерзлота достигает большого развития.

Изложенные выше физико-географические особенности определяют и особенности формирования речного стока в Восточной Сибири. На большей части этой территории благодаря низким зимним температурам воздуха, глубокому промерзанию почв, наличию вечной мерзлоты и довольно дружно наступающей весне создаются благоприятные условия стока талых вод. Коэфициент их стока можно считать близким к единице, так как потери на фильтрацию и испарение относительно невелики. Сток дождевых вод зависит в значительной мере от характера выпадающих дождей. Обложные дожди, выпадающие на слабо оттаявшую почву, сильно пропитанную водой, быстро стекают и образуют интенсивные дождевые паводки, столь характерные для таких рек, как Яна, Индигирка и др. Потери дождевых вод на фильтрацию малы, испарения благодаря низким температурам воздуха ничтожны, ночью имеют место благоприятные условия для конденсации влаги. По данным Б. Д. Зайкова [38] коэфициент стока таких дождевых вод близок к 0,70—0,75.

Короткие переходящие дожди почти не дают гидрологического эффекта: большая часть их затрачивается на испарение. Грунтовое питание рек крайне невелико. Многие реки зимой промерзают до дна и лишены стока.

Таким образом реки северной части рассматриваемого бассейна характеризуются повышенным использованием атмосферных осадков, иначе говоря высоким коэфициентом стока.

Абсолютные значения стока в северной части Восточной Сибири относительно невелики. Максимальных величин они достигают в районе западной части гор Порана, где на карте стока показана замкнутая область, оконтуренная изолинией в 450 мм.

Эта область включает в себя верховья рр. Курейки (приток Енисея), Хеты, Пясины, Котуя и др. и совпадает с областью максимального количества осадков в этом районе.

К востоку от этого района сток падает и минимальных значений достигает в пределах Лено-Вилюйской низменности, для которой характерны малые годовые суммы осадков, относительно высокие летние температуры воздуха и условия рельефа, благоприятствующие процессам аккумуляции вод и дальнейшим потерям их на испарение.

К югу от этой области пониженного стока последний растет и достигает максимальных значений более 300 мм в широкой полосе, простирающейся от северной оконечности оз. Байкал на восток и включающей в себя наиболее возвышенные части Каларского и Олекминского хребтов, характеризующейся повышенными количествами осадков (более 700 мм в год).

В Забайкалье наибольших значений средний годовой сток достигает в южной части, в бассейнах рр. Большой (882 мм) и Снежной (1230 мм).

Дальний Восток

Дальний Восток, включающий в себя бассейны р. Амура и рек, стекающих с горного хребта Сихотэ-Алин, представляет собой район, не имеющий аналогов на территории Советского Союза. Вся эта территория представляет собой по преимуществу горную страну с относительно небольшими высотами, не превышающими 2300 м над ур. м., с богато развитой гидрографической сетью.

Почти вся эта страна, за исключением небольших пространств речных долин, покрыта лесами: на северо-западе в бассейнах рр. Зеи и Буреи хвойными и лиственными, на юге и юго-востоке кедрово-широколиственными.

Водоразделы рек часто имеют плоский характер и нередко заболочены. Наибольшее распространение на Дальнем Востоке имеют низинные болота на пологих склонах и в поймах рек. Наибольшей заболоченностью характеризуются бассейны рек Зейско-Буреинской и Приханкайской низменности. Здесь в бассейнах малых рек заболоченность нередко достигает 50%. Явление заболоченности на Дальнем Востоке обладает некоторыми характерными особенностями. Вследствие того, что торф, залегающий на глинах, обладает незначительной мощностью, во многих местах имеет место образование вечной мерзлоты и глубокое промерзание почвы, верхний слой торфа и почвы быстро насыщаются водой при выпадении первого же дождя и потери атмосферных осадков на болотных массивах становятся незначительными.

Климат района имеет отчетливо выраженный муссонный характер. Годовая сумма осадков в наиболее пониженной части района — долина р. Амура — колеблется от 400 до 500 мм. На запад и восток от этой области годовые суммы осадков увеличиваются и в районе хр. Ян-Алинь, где расположены истоки рр. Селемджи (приток р. Зеи), Нимана (приток р. Буреи), Буреи и др., достигают 1000 мм и более. В наиболее возвышенной части хр. Сихотэ-Алинь годовая сумма атмосферных осадков составляет более 800 мм.

Главная масса осадков, до 95% годовой суммы, выпадает летом, принимая характер интенсивных ливней, вызывающих бурные паводки и наводнения, причем максимум осадков падает на вторую половину лета. Снега выпадает мало, и снежный покров имеет незначительную высоту.

Так например, в г. Николаевске-на-Амуре высота снежного покрова составляет всего лишь 10—12 см, в Осипенко (Керби) — 17 см, в г. Благовещенске — 5—10 см. Зима здесь суровая, средняя температура января падает до —20° и ниже. Вследствие суровой и малоснежной зимы почва промерзает глубоко — до 2 м и более и мерзлота оттаивает очень поздно — к концу мая. Указанные особенности климата способствуют развитию вечной мерзлоты, имеющей довольно широкое распространение. Концентрация осадков в течение относительно коротких промежутков времени вызывает сильное заболачивание почвы, усиливаемое наличием вечной мерзлоты.

Главную часть годового стока в рассматриваемом районе составляет сток дождевых вод, достигающий, по данным М. И. Львовича [68], для р. Зеи у Алгаи 69%, для р. Буреи у г. Николаевска 72% годового стока. Сток весеннего половодья, характеризующегося, как известно, наиболее высоким коэфициентом стока, составляет здесь незначительную долю годового стока.

Максимум осадков падает на вторую половину лета, когда создаются менее благоприятные условия стока, чем в период весеннего половодья, в связи с повышенными температурами воздуха и повышенными же потерями на инфильтрацию, связанными с повышенной водопроницаемостью почв и грунтов этого периода. Исключение составляют заболоченные площади, где потери на фильтрацию понижены.

Таким образом в рассматриваемом районе характер распределения осадков способствует некоторому снижению как абсолютных величин стока, так и его коэфициента.

Однако это снижение речного стока в значительной мере ослаблено характером рельефа, затяжными и обильными осадками и, наконец, относительно низкими значениями недостатка насыщения влагой воздуха.

Этими особенностями Дальнего Востока объясняется более повышенный гидрологический эффект летних дождей, чем во многих других районах нашей страны.

Распределение стока на территории Дальнего Востока носит характер аналогичный распределению годовых сумм атмосферных осадков.

Наименьших значений средний годовой сток достигает в бассейне оз. Ханка и прилегающей к нему низменной долине р. Уссури. Здесь в бассейне р. Сунгач (приток р. Уссури) средний годовой сток менее 70 мм, в бассейнах малых рек Лефу, Мо, впадающих в оз. Ханка, — менее 100 мм. Но уже в верховьях р. Иман (приток р. Уссури), собирающей свои воды со склонов хр. Сихотэ-Алинь, сток возрастает более 650 мм.

В области повышенного увлажнения в истоках рр. Буреи, Селемджи, Нимана и др. средний годовой сток достигает по имеющимся данным до 450—500 мм, хотя, судя по данным об осадках, здесь можно ожидать значительно бо́льших величин стока.

Сток рек, стекающих с восточных склонов хр. Сихотэ-Алинь, составляет около 500 мм (бассейны рр. Лянчихэ, Майхэ и др.).

Водоносность рек СССР

Значение и важность карт речного стока не требуют доказательств. Они дают возможность сделать ряд выводов и обобщений относительно географического распределения стока рек, относительно влияния физико-географических условий на это распределение. Наконец, они позволяют с достаточной степенью точности решать чрезвычайно важную в практическом отношении задачу об интерполяции речного стока или, иначе говоря, об определении величины среднего многолетнего стока для бассейнов рек, где отсутствуют непосредственные наблюдения над стоком.

Карты речного стока, представленные в виде изолиний, несмотря на ряд достоинств, обладают одним существенным недостатком. Эти карты дают обобщенную, суммарную характеристику распределения речного стока по территории. Вместе с тем они не дают непосредственного представления о водоносности рек; на них как бы пропадают из поля зрения читателя сами водные объекты. Величины расходов рек в отдельных пунктах могут быть получены лишь путем производства ряда измерительных и вычислительных операций. По этим причинам несомненный интерес представляет собой построение карты расходов рек или их водоносности.

На такой карте реки покрываются закрашенными полосками, ширина которых в каждой точке пропорциональна среднему годовому расходу реки в данном пункте. Построение такой карты при наличии карты стока не вызывает каких-либо принципиальных затруднений. Последние связаны с техникой изображения, или, точнее, с выбором масштаба изображения расходов (ширина полоски).

Эти затруднения обуславливаются значительным диапазоном изменений средних многолетних расходов рек. В самом деле, в Союзе ССР наибольшим средним годо-

вым расходом обладает р. Енисей, расход которой в устье составляет в среднем 17 400 м³/сек. При крупном масштабе, выбранном для изображения расходов, ширина полоски, характеризующей водоносность р. Енисея в устье, будет чрезмерно велика и покроет соседние реки; при малом масштабе на карте будут отсутствовать изображения расходов малых рек. Это обстоятельство по необходимости придает карте водоносности рек схематический характер, или, правильнее, характер картограммы. Картограмма водоносности рек СССР мною была построена на основании карты речного стока Государственного гидрологического института (рис. 24). В дополнение к карте дается краткая таблица средних годовых расходов для ряда рек СССР по данным Б. Д. Зайкова[1] [41] (табл. 51).

Таблица 51

Многолетние средние годовые расходы основных рек СССР (у устьев)

Река	Площадь водосбора, в км²	Средний годовой расход, в м³/сек.
Печора	326 930	4 100
Мезень	76 480	840
Северная Двина	360 300	3 530
Онега	57 570	575
Свирь	83 210	790
Волхов	80 230	580
Нева	282 300	2 600
Западная Двина	84 440	680
Неман	98 100	690
Днепр	503 360	1 670
Дон	422 500	900
Волга	1 380 000	8 100
Ока	245 000	1 230
Кама	521 700	3 760
Обь	2 485 000	12 500
Иртыш	1 148 000	3 600
Пур	67 000	930
Таз	(108 000)	(1 500)
Енисей	2 599 000	17 400
Ангара	1 056 000	4 150
Нижняя Тунгуска	471 300	3 000
Пясина	(192 200	(2 550)
Таймыр	(72 000)	650
Хатанга	346 100	(3 200)
Оленек	246 500	1 100
Лена	2 425 000	15 500
Витим	227 000	2 000
Алдан	701 800	5 200
Вилюй	490 600	2 300
Яна	244 700	980
Индигирка	360 400	1 800
Колыма	644 100	3 800
Анадырь	(200 000)	(1 400)
Амур	1 843 000	11 000
Зея	233 000	1 800
Бурея	69 790	950
Уссури	187 000	(2 000)
Аму-Дарья	226 800	1 330[2]
Сыр-Дарья	218 900	430[2]

На предлагаемой вниманию читателя картограмме средней водоносности рек СССР (рис. 24) изображены только те реки, средние годовые расходы которых не меньше 300 м³/сек.

[1] Сток искажен изъятием воды на орошение.

[2] При построении картограммы водоносности рек мною, независимо от Б. Д. Зайкова, были подсчитаны расходы рек. Полученные данные либо точно совпали с данными Б. Д. Зайкова, либо незначительно отличались от них.

Рассмотрение этой карты позволяет притти к ряду довольно интересных выводов.

Прежде всего обращает на себя внимание своеобразное распределение количества рек с различными значениями расходов. Оказывается, что на территории СССР рек с расходами, бо́льшими 300 м³/сек., не очень много; число их составляет всего лишь 108.

Распределение их по величине расходов характеризуется данными табл. 52.

Таблица 52

Средний годовой расход, в м³/сек.	Число рек	Средний годовой расход, в м³/сек.	Число рек
17000	1	5 000—6 000	1
15 000—17 000	1	4 000—5 000	2
12 000—15 000	1	3 000—4 000	6
10 000—12 000	1	2 000—3 000	6
8 000—10 000	1	1 000—2 000	16
6 000— 8 000	1	300—1 000	71
		Всего ≧ 300 м³/сек.	108

Другой особенностью, обращающей на себя внимание при рассмотрении картограммы водоносности рек, является различие в направленности стока рек Европейской и Азиатской территории Союза ССР. В самом деле, на Европейской территории главная масса вод сбрасывается на юг, на Азиатской — на север.

На Европейской территории сбрасывают свои воды на юг реки с наиболее крупными площадями водосборами и характеризующиеся наибольшими расходами, да и число их гораздо больше, чем число рек, несущих свои воды на север (бассейн Баренцова моря) или на запад (Балтийское море).

На Азиатской территории СССР наиболее крупные реки (Обь, Енисей, Лена и др.) несут свои воды в моря, омывающие материк Азии на севере.

Это хорошо иллюстрируется процентным распределением площадей, сток с которых направлен в различные стороны (табл. 53).

Таблица 53

Европейская территория		Азиатская территория	
Направление стока	Пдощадь в процентах от общей площади Европейской территории	Направление стока	Площадь в процентах от общей площади Азиатской территории
На север	23	На север	68
„ запад	11	„ восток	15
„ юг	66	Бессточная область	17

Такое распределение направленности стока имеет определенное и физико-географическое и хозяйственное значение.

Реки как бы участвуют в своеобразной мелиорации физико-географических условий нашей страны. На Европейской территории СССР сток рек направлен главным образом в районы засушливые, и громадные массы вод, сбрасываемые на юг, уменьшают степень засушливости южных районов и вместе с тем предоставляют обширные возможности использования рек в тех именно районах, где

нужда в них наиболее велика. На Азиатской территории СССР реки, текущие с юга на север, выносят в северные моря громадные количества тепла и тем самым несколько смягчают суровые условия Крайнего Севера, отодвигая сроки замерзания рек на более поздний период и, по данным некоторых исследователей, оказывая определенное влияние на ледовитость прибрежных зон северных морей.

Эти особенности в распределении площадей стока на Европейской территории имеют еще одно существенное значение. Оказывается, что около 40% площади Европейской территории СССР относится к бассейну Каспийского моря — бессточной области, или, точнее, области, сток с которой попадает в замкнутый водоем, не соединяющийся с океаном. Таким образом сток рек с указанной громадной территории исключен из большого круговорота влаги и участвует лишь во внутреннем влагообороте. Нетрудно представить себе, какое громадное значение имеет это обстоятельство в ряде гидрологических и метеорологических процессов.

Речной сток является одним из компонентов водного баланса морей, окаймляющих СССР. Несомненный интерес представляет вопрос, каков удельный вес речного стока среди других компонентов водного баланса морей СССР. В литературе имеются данные по водному балансу следующих морей — Аральского, Каспийского, Черного и Азовского и Балтийского. Сравнительные данные относительных значений (в процентах) отдельных составляющих водного баланса этих морей приведены в табл. 54.

Таблица 54

Море	Приход		Расход	
	Атмосферные осадки	Сток	Испарение	Водообмен
Аральское	9	91	100	—
Каспийское	18	82	100	—
Черное и Азовское	25	75	73	27
Балтийское	32	68	29	71

Примечание. В приходной части баланса к величине речного стока прибавлен подземный сток, так как эта величина по сравнению с речным стоком невелика, определение же ее не очень надежно.

Табл. 54 хорошо выявляет увеличение значения атмосферных осадков и уменьшение роли речного стока по мере перемещения с юго-востока на юго-запад и далее к северу. Есть основание полагать, что эта особенность выразится еще более отчетливо для Белого моря.

Расходная часть Аральского и Каспийского морей (правильнее, больших бессточных озер) представлена только испарением с водной поверхности.

В Балтийском море водообмену принадлежит ведущая роль, испарению — второстепенная.

ГЛАВА III

КОЛЕБАНИЯ ВОДОНОСНОСТИ РЕК СССР

Водоносность рек любой страны не остается постоянной из года в год. Ее колебания происходят под воздействием метеорологических условий, причем характер этого воздействия меняется в зависимости от общих ландшафтных условий.

К характеристике колебаний годового стока можно подходить с двух точек зрения: либо, пользуясь методами математической статистики, дать оценку степени изменчивости среднего годового стока рек, оставляя в стороне последовательность колебаний этого элемента во времени и не подвергая анализу причины, обуславливающие изменение стока рек из года в год, либо, напротив, направлять основное внимание на вторую сторону явления — хронологическую последовательность этих колебаний и причины, вызывающие эти колебания.

Изменчивость годового стока рек СССР

Изменчивости годового стока рек, характеризуемой обычно так называемым коэфициентом вариации, посвящено большое количество исследований. В любой работе, трактующей о стоке рек той или иной территории, обязательно приводятся данные о величине C_{v_y} (коэфициент вариации) и производятся подсчеты экстремных значений годового стока различной обеспеченности.

Общая сводка данных об изменчивости годового стока рек СССР опубликована Б. Д. Зайковым (35). В этой работе приводятся данные о величине C_{v_y} для 128 рек СССР с продолжительностью наблюдений от 6 до 72 лет.

Совершенно естественно предполагать, что изменчивость годового стока рек представляет собой величину, зависящую от целого ряда физико-географических факторов, и что степень воздействия каждого из этих факторов на величину C_{v_y} определяется характером воздействия их на величину годового стока рек и его колебания. Отсюда возникает заманчивая и крайне важная в практическом отношении задача определения величины C_{v_y} для рек, для которых отсутствуют фактические материалы наблюдений.

Первые попытки в этом направлении принадлежат Д. Л. Соколовскому [101] и С. Н. Крицкому и М. Ф. Менкелю [59].

Этими исследователями были предложены крайне простые зависимости чисто эмпирического характера C_{v_y} от площади бассейна с введением некоторого параметра, которому авторы этих зависимостей приписывали климатический характер.

Формула Соколовского имеет вид:

$$C_{v_y} = a - 0{,}063 \lg (F + 1), \tag{31}$$

где C_{v_y} — коэфициент вариации годового стока рек, F — площадь бассейна в км^2, a — климатический параметр, для которого Д. Л. Соколовским была построена для Европейской территории СССР карта, позволяющая определить величину этого параметра для любого речного бассейна.

Формула Крицкого и Менкеля имеет вид

$$C_{v_y} = A \cdot F^{-0,06}, \tag{32}$$

где C_{v_y} и F имеют те же обозначения, что и в формуле Соколовского, A — климатический параметр, для которого авторами формулы также построена карта.

Как указывалось уже выше, эти зависимости носят чисто эмпирический характер. Едва ли размеры площади бассейна в какой-либо мере оказывают непосредственное влияние на характер колебаний годового стока рек. Дело вовсе не в величине площади, а в том, что с увеличением площади бассейна меняется характер колебаний метеорологических элементов в бассейне и происходит уравновешивание этих колебаний.

В дальнейшем рядом исследователей были предложены различные формулы, устанавливающие зависимость C_{v_y} от влияющих факторов. В одних формулах авторы совершенно правильно отказывались от использования площади бассейна как основного аргумента, определяющего величину C_{v_y} для годового стока рек.

Такова, например, формула Т. Н. Кочуковой и А. С. Слободзинской [57], имеющая вид:

$$\lg C_{v_y} = 0,253 - 0,473 \lg M_0, \tag{33}$$

где M_0 — средний годовой модуль стока рек.

К этой же категории относится формула М. Е. Шевелева [115]

$$C_{v_y} = (2,695 - 1,063 \lg M_0)\ C_{v_x}, \tag{34}$$

где C_{v_x} — коэфициент вариации годовых сумм осадков.

В других формулах делается попытка, сохраняя структуру приведенной выше формулы Соколовского, либо заменить параметр A какой-либо функцией от других гидрологических и метеорологических факторов, либо ввести в эту формулу еще какие-либо добавочные аргументы.

Таковы например, формулы Шевелева [115]:

$$C_{v_y} = 0,723 - 0,213 \lg M_0 - 0,063 \lg (F + 1); \tag{35}$$

$$C_{v_y} = 0,654 \lg d - 0,063 \lg (F + 1) + 0,317, \tag{36}$$

где d — средний годовой недостаток насыщения влагой воздуха.

Совершенно очевидно, что формула (36) представляет собой разночтение формулы (35) в предположении, что величина среднего многолетнего стока зависит только от недостатка насыщения влагой воздуха. В самом деле, приравнивая друг другу правые части формул (35) и (36), нетрудно получить, после соответствующих простых вычислений, равенство:

$$\lg M_0 = 1,906 - 3,070 \lg d, \text{ или } M_0 = \frac{80,6}{d^{3,07}}. \tag{37}$$

Нетрудно убедиться в совершенной необоснованности формулы (37), если вспомнить основные положения, изложенные в главе I, по вопросу о влиянии климатических факторов на величину среднего многолетнего стока.

В 1941 г. Н. Д. Антоновым было опубликовано исследование [1], посвященное вопросу об изменчивости годового стока рек Европейской территории СССР. Основные выводы, к которым приходит автор, сформулированы им следующим образом:

1. Зависимость колебания годового стока рек от физико-географических факторов и морфометрических особенностей бассейна вполне подтверждается также и последними материалами, более обширными, чем использованные в прежних работах.

2. Физико-географические условия в равнинной части Европейской территории СССР, имеющие более или менее плавное изменение, могут быть представлены изолиниями соответствующего параметра.

3. Величина площади бассейна влияет на колебание годового стока рек как его интегратор с различных по физико-географическим условиям участков. Форма и направление бассейна хотя и влияют на колебания годового стока, но в незначительной мере, находящейся, повидимому, в пределах точности гидрологических расчетов, и могут быть не учитываемы.

4. Для малых водосборов влияние величины площади бассейна на колебание годового стока весьма незначительно. Но в настоящее время не представляется возможным окончательно установить пределы этих водосборов, из-за отсутствия соответствующих гидрометрических материалов.

5. Озера, являющиеся крупными регуляторами стока, оказывают большое влияние на колебание годовой его величины.

6. При отсутствии фактических данных для определения коэфициента вариации годового стока рек Европейской территории СССР, можно пользоваться формулой вида:

$$C_{v_y} = \frac{A}{(F+10)^{0,076}(\omega+1)^{0,10}}, \tag{38}$$

учитывающей влияние на C_{v_y} величины площади бассейна F и озерности ω, выраженной в процентах общей площади водосбора.

Для определения параметра A Антоновым построена карта изолиний значений этого параметра.

Таким образом, до настоящего времени нет сколько-нибудь отчетливо сформулированных основных положений о зависимости C_{v_y} от влияющих факторов и, что самое главное, не вскрыта природа этих зависимостей.

Все попытки в этом направлении имеют исключительно эмпирический характер и сводятся к установлению стохастических зависимостей C_{v_y} от влияющих факторов.

К решению этой задачи можно подойти совсем другим путем, основываясь на анализе уравнения водного баланса, этого основного и вполне достоверного уравнения в гидрологии.

Как известно, для отдельного года это уравнение имеет вид:

$$x = y + z \pm u, \text{ или } y = x - z \mp u, \tag{39}$$

где u — представляет собой величину накопления или расходования запасов влаги в бассейне в данном году.

Совершенно очевидно, что изменчивость годового стока определяется изменчивостью x, y и u.

Отсюда становится понятным, почему, например, C_{v_y} годового стока рек северных районов значительно меньше чем южных. В северных районах как величина испарения (z), так и изменчивость его значительно меньше, чем в южных. Кроме того, бассейны рек северных районов находятся в зоне избыточного увлажнения, где запасы влаги всегда достаточно велики, и рекам не приходится в такой мере прибегать к использованию ресурсов подземных вод, как это происходит в бассейнах рек, расположенных в аридной зоне. Отсюда и изменчивость величины u можно предполагать меньшей, чем на юге.

Уравнение водного баланса позволяет установить и количественные соотношения между изменчивостью годового стока рек (C_{v_y}) и изменчивостью других компонентов этого уравнения.

Обозначим для простоты величину $z \pm u$ через z_0. Тогда уравнение водного баланса примет вид:

$$y = x - z_0. \tag{40}$$

Будем рассматривать уравнение (40) как уравнение регрессии, для которого коэфициент корреляции $R_{y,xz_0}=1$, так как зависимость y от x и z_0 носит строго функциональный характер и выражается уравнением (40).

Как известно из теории корреляции, уравнение регрессии для случая трех переменных имеет вид:

$$y-\bar{y}=\frac{r_{yx}-r_{yz_0}r_{xz_0}}{1-r^2_{xz_0}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(x-\bar{x})+\frac{r_{yz_0}-r_{xy}r_{xz_0}}{1-r^2_{xz_0}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_{z_0}}\cdot(z_0-\bar{z}_0),$$

отсюда очевидно, что

$$\frac{r_{yx_0}-r_{yz_0}r_{xz_0}}{1-r^2_{xz_0}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_x}=1,$$

так как коэфициент при x в уравнении (40) равен 1.

Аналогичным образом, рассматривая уравнение

$$x=y+z_0 \tag{41}$$

как уравнение регрессии, можно написать его в виде:

$$x-\bar{x}=\frac{r_{xy}-r_{xz_0}r_{yz_0}}{1-r^2_{yz_0}}\cdot\frac{\sigma_x}{\sigma_y}(y-\bar{y})+\frac{r_{xz_0}-r_{xy}r_{yz_0}}{1-r^2_{yz_0}}\cdot\frac{\sigma_x}{\sigma_{z0}}(z_0-\bar{z}_0)$$

и точно так же

$$\frac{r_{xy}-r_{xz_0}r_{yz_0}}{1-r^2_{yz_0}}\cdot\frac{\sigma_x}{\sigma_y}=1,$$

так как и в этом случае коэфициент при y в уравнении (41) также равен 1.

В таком случае очевидно, что

$$\frac{r_{xy}-r_{yz_0}r_{xz_0}}{1-r^2_{xz_0}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_x}=\frac{r_{xy}-r_{xz_0}r_{yz_0}}{1-z^2_{yz_0}}\cdot\frac{\sigma_x}{\sigma_y}. \tag{42}$$

Сокращая обе части равенства (42) на $(r_{xy}-r_{xz_0}r_{yz_0})$, что можно сделать, так как эта величина не равна нулю, ибо в противном случае коэфициенты при y и x в уравнениях регрессии были бы не равны 1, а 0, получаем равенства:

$$\frac{1}{1-r^2_{xz_0}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_x}=\frac{1}{1-r^2_{yz_0}}\cdot\frac{\sigma_x}{\sigma_y},\ \text{или}\ \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\right)^2=\frac{1-r^2_{xz_0}}{1-r^2_{yz_0}},$$

$$\text{или}\ \sigma_y=\sigma_x\sqrt{\frac{1-r^2_{xz_0}}{1-r^2_{yz_0}}}. \tag{43}$$

Так как $\sigma_y=\bar{y}\cdot C_{v_y}$ и $\sigma_x=\bar{x}\cdot C_{v_x}$, нетрудно равенство (43) преобразовать в равенства:

$$C_{v_y}=C_{v_x}\frac{\bar{x}}{\bar{y}}\sqrt{\frac{1-r^2_{xz_0}}{1-r^2_{yz_0}}}$$

$$\text{и}\ C_{v_y}=\frac{C_{v_x}}{\eta}\sqrt{\frac{1-r^2_{xz_0}}{1-r^2_{yz_0}}},$$

откуда

$$C_{v_y}=\frac{C_{v_x}}{\eta}\cdot A, \tag{44}$$

где $A=\sqrt{\frac{1-r^2_{xz_0}}{1-r^2_{yz_0}}}$, а η — коэфициент стока.

Анализ формулы (44) позволяет притти к следующим заключениям. Изменчивость годового стока рек, во-первых, прямо пропорциональна изменчивости годовых сумм атмосферных осадков, во-вторых, обратно пропорциональна коэфициенту среднего годового стока и, в-третьих, находится в некоторой зависимости от характера соотношений между осадками (x) и потерями (z_0) и стоком (y) и потерями (z_0).

Первые два положения не требуют никаких пояснений и хорошо подтверждаются, как будет видно из дальнейшего, фактическими данными. Третье же положение требует некоторых разъяснений.

Величина параметра A в формуле (44) определяется равенством:

$$A = \sqrt{\frac{1 - r^2_{xz_0}}{1 - r^2_{yz_0}}}. \qquad (44а)$$

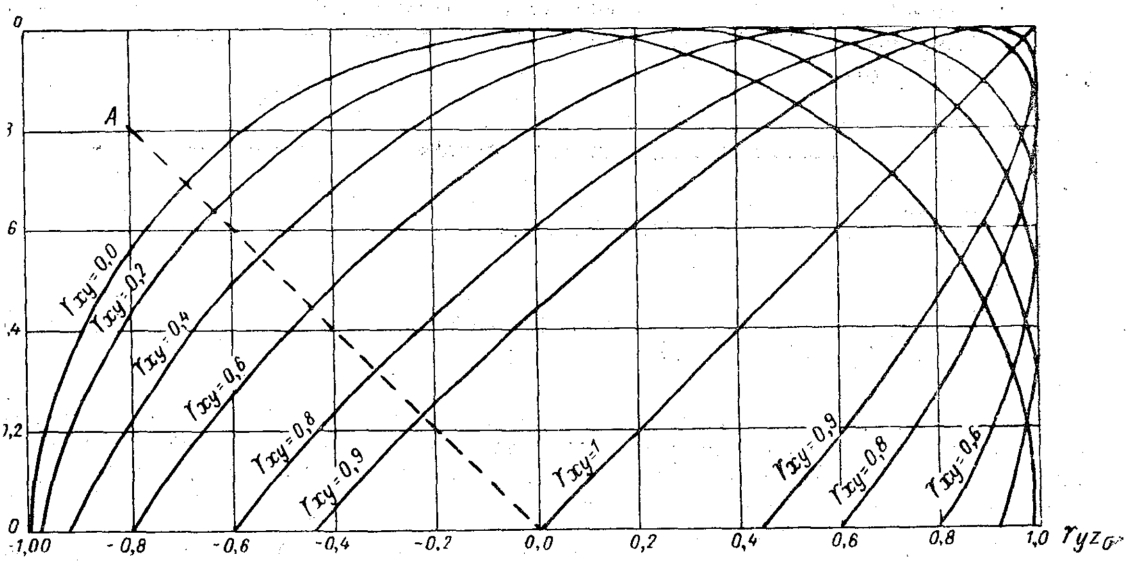


Рис. 25.

Так как уравнение водного баланса выражает функциональную линейную зависимость между y, x и z_0, то, очевидно, что полный коэфициент корреляции $R_{y,\,xz_0} = 1$, иначе говоря,

$$R_{y,\,xz_0} = \sqrt{\frac{r^2_{xy} + r^2_{yz_0} - 2 r_{xy} r_{yz_0} r_{xz_0}}{1 - r^2_{xz_0}}} = 1,$$

или

$$r^2_{xy} + r^2_{yz_0} - 2 r_{xy} r_{xz_0} r_{yz_0} = 1 - r^2_{xz_0},$$

а следовательно,

$$r^2_{xy} + r^2_{yz_0} + r^2_{xz_0} - 2 r_{yx} r_{yz_0} r_{xz_0} = 1. \qquad (45)$$

Графически эта зависимость может быть выражена номограммой, изображенной на рис. 25, где по оси x отложены значения r_{yz_0}, по оси y значения r_{xz_0}, а каждая из кривых, изображенных на этой номограмме, представляет собой кривую зависимости r_{xz_0} от r_{yz_0} при заданном постоянном значении r_{xy}. При $r_{xy} = 1$ равенство (45) принимает вид:

$$r^2_{xz_0} + r^2_{yz_0} - 2 r_{xz_0} r_{yz_0} = 0, \text{ или } (r_{xz_0} - r_{yz_0})^2 = 0, \text{ или } r_{xz_0} = r_{yz_0}.$$

Это уравнение соответствует на номограмме прямой линии, проходящей через начало координат. Очевидно, что в этом случае

$$A = \sqrt{\frac{1 - r^2_{xz_0}}{1 - r^2_{yz_0}}} = 1$$

и формула (44) принимает вид:

$$C_{v_y} = \frac{C_{v_x}}{\eta}.$$

Отсюда следует, что коэфициент вариации годового стока рек при наличии функциональной прямолинейной зависимости этой величины от годовых сумм осадков зависит только от коэфициента вариации годовых сумм осадков и коэфициента стока.

К такого рода категории зависимости, повидимому, мы приближаемся в районах Крайнего Севера, где фактические потери вод затрачиваются главным образом на испарение и где это последнее близко к максимально возможному и меняется крайне незначительно.

Для случая $r_{xy} = 0$, т. е. для случая, когда отсутствует зависимость стока от осадков (гипотетический крайний случай для зоны недостаточного увлажнения) уравнение (45) принимает вид:

$$r^2_{xz_0} + r^2_{yz_0} = 1$$

и изображается на номограмме окружностью, описанной из начала координат радиусом, равным 1.

В этом случае

$$1 - r^2_{yz_0} = r^2_{xz_0}$$

и, следовательно,

$$A = \sqrt{\frac{1 - r^2_{xz_0}}{r^2_{xz_0}}},$$

т. е. величина A определяется степенью связанности величин потерь (z_0) и осадков (x) между собой. Можно представить себе такой случай, когда все атмосферные осадки целиком затрачиваются на испарение и на пополнение запасов грунтовых вод. В таком случае, очевидно, $r_{xz_0} = 1$, $A = 0$, а следовательно, и $C_{v_y} = 0$, т. е. сток остается постоянным.

При рассмотрении номограммы, изображенной на рис. 25, некоторое недоумение вызывает то обстоятельство, что в ряде случаев одному и тому же значению r_{yz_0} при данном значении r_{xy} могут отвечать два значения r_{xz_0} или, наоборот, одному и тому же значению r_{xz_0} отвечают два значения r_{yz_0}.

Так например, при $r_{yx} = 0{,}8$ значению $z_{yz_0} = 0{,}90$; отвечают два значения r_{xz_0}, а именно $r_{xz_0} = 0{,}98$ и $r_{xz_0} = 0{,}46$ или, например, при $r_{yx} = 0{,}60$ и $r_{xz_0} = 0{,}40$ r_{yz_0} может также принимать два значения: $r_{yz_0} = 0{,}97$ и $r_{yz_0} = -0{,}23$.

Эта неопределенность, или, правильнее, двойственность в определении величины r_{xz_0} по r_{yz_0} и, наоборот, при известных значениях r_{yx} легко устраняется, если принять во внимание следующие соображения.

Прежде всего очевидно, что r_{xy} и r_{xz_0} всегда положительны, так как y и z при всех прочих равных условиях всегда растут с увеличением количества осадков. По этой причине на рис. 25 изображена толька верхняя часть номограммы, соответствующая положительным значениям r_{xy} и r_{xz_0}.

С другой стороны, очевидно, что r_{yz_0} должно быть всегда отрицательной величиной или равной нулю, так как с увеличением потерь при прочих равных условиях сток рек всегда уменьшается, а следовательно, r_{yz_0} всегда $\leqq 0$. Таким образом, только левая часть номограммы (II вариант) выражает зависимость между r_{xz_0} и r_{y_0}.

Совершенно невероятно, чтобы при каком-либо характере соотношений между стоком и осадками, т. е. при некотором данном значении r_{xy}, увеличение степени влияния осадков на потери вызывало бы увеличение влияния потерь на сток и, наконец, чтобы степень влияния осадков на потери была бы меньше степени влияния потерь на сток или стока на потери.

Вероятнее всего предположить, что $|r_{xz_0}| \geqq |r_{yz_0}|$, т. е. что абсолютные величины r_{xz_0} всегда больше или равны абсолютным значениям r_{yz_0}, что и подтверждается фактическими данными.

Отсюда следует, что на номограмме, изображенной на рис. 25, все точки кривых, связывающих r_{xz_0} и r_{yz_0} и удовлетворяющих условию $|r_{xz_0}| \geqq |r_{yz_0}|$, расположены выше биссектрисы, пересекающей угол между осями координат второго квадранта (прямая $A0$).

Иначе говоря, область зависимости r_{xz_0} от r_{yz_0} фактически ограничена биссектрисой $A0$ и осью y.

Если же $|r_{xz_0}| \geqq |r_{yz_0}|$, то $r^2_{xz_0} \geqq r^2_{yz_0}$ и $1 - r^2_{xz_0} \leqq 1 - r^2_{yz_0}$, а следовательно, $\frac{1 - r^2_{x_0}}{1 - r^2_{y_0}} \leqq 1$, а стало быть, и $A \leqq 1$. Таким образом параметр A подчиняется условию $0 \leqq A \leqq 1$.

Отсюда следует, что для каждой кривой зависимости r_{xz_0} от r_{yz_0} устанавливаются определенные пределы, которые могут принимать эти величины. Так например, при $r_{xy} = 0{,}90$ $r_{xz_0} > 0{,}54$, а $r_{yz_0} > -0{,}54$, при $r_{xy} = 0{,}80$ $r_{xz_0} > 0{,}34$, а $r_{yz_0} > -0{,}34$ и т. д.

Таблица 55

Значение A при $r_{xy} = 0{,}60$

r_{yz_0}	r_{yz_0}	A
0,70	—0,15	0,72
0,60	—0,28	0,83
0,50	—0,39	0,94
0,45	—0,45	1,00

Как же меняются значения параметра A при различных значениях r_{xz_0} и r_{yz_0}? Для иллюстрации в табл. 55 приводятся примеры подсчета величины A при $r_{xy} = 0{,}60$ и при различных значениях r_{xz_0} r_{yz_0}.

В табл. 56 приведены примеры подсчета параметров A для некоторых речных бассейнов, а также данные о C_v, C_{v_y}, η, r_{xy}, r_{xz_0} и r_{yz_0}.

Таблица 56

Река	Пункт наблюдений	r_{xy}	r_{xz_0}	r_{yz_0}	A	C_{v_x}	C_{v_y}	η
Волга	Ярославль	0,61	0,55	—0,32	0,88	0,12	0,24	0,43
Припять	Мозырь	0,18	0,90	—0,28	0,46	0,13	0,28	0,21
Десна	Чернигов	0,31	0,79	—0,35	0,60	0,13	0,31	0,25
Дон	Гремячий	0,11	0,93	—0,27	0,39	0,16	0,25	0,25
Большой Узень	Новоузенск	0,23	0,92	—0,51	0,38	0,24	0,72	0,13

В гидрологической литературе неоднократно ставился вопрос о возможности картирования величины C_{v_y}. Строго говоря, такое картирование недопустимо. В самом деле, так как $C_{v_y} = \frac{C_{v_y}}{\eta} \cdot A$, то вопрос о возможности картирования C_{v_y} сводится к тому, возможно ли картирование отдельных элементов этой формулы или величин C_{v_x}, η, A.

C_{v_x} несомненно поддается картированию, так как представляет собой величину, значения которой типичны для каждой точки земной поверхности и вполне определяются ее координатами.

Картирование коэфициента стока обычно производится, но, строго говоря, возможность картирования этой величины едва ли допустима по следующим соображениям. Представим себе, что на карте имеются три точки A, B и C, расположенные последовательно на одной прямой линии, причем точка B находится на середине между точками A и C.

Пусть средние многолетние значения стока, осадков и коэфициента стока для этих точек соответственно равны: годовые суммы осадков — x_a, x_b, x_c, сток — y_a, y_b, y_c, коэфициент стока — η_a, η_b, η_c. Так как точка B расположена по середине между точками A и C, то

$$x_b = \frac{x_a + x_c}{2}, \quad y_b = \frac{y_a + y_c}{2} \text{ и } \eta_b = \frac{y_a + y_c}{x_a + x_c}.$$

С другой стороны, если допустить возможность картирования коэфициента стока, то $\eta_b = \frac{\eta_a + \eta_c}{2}$.

В таком случае должно иметь место равенство:

$$\frac{y_a + y_c}{x_a + x_c} = \frac{\eta_a + \eta_c}{2}.$$

Последнее равенство путем простейших преобразований может быть приведено к виду: $y_a + y_c = \eta_c x_a + \eta_a x_c$, так как $y_a = \eta_a x_a$ и $y_c = \eta_c x_c$, то $\eta_a x_a + \eta_c x_c = \eta_c x_a + \eta_a x_c$ или $\eta_a (x_a - x_c) = \eta_c (x_a - x_c)$. Отсюда следует, что интерполирование по линейному закону коэфициента стока между точками A и C возможно или только тогда, когда коэфициенты стока для этих точек равны между собой — обе точки расположены на одной изолинии коэфициентов стока, или когда $x_a = x_c$, т. е. обе точки характеризуются одинаковыми количествами осадков. Интерполирование же величины η для точки, расположенной между двумя точками с различными значениями x_a и x_c или η_a и η_c, должно производиться по более сложному не прямолинейному закону. Это и значит, что картирование коэфициента стока, строго говоря, недопустимо. Следует при этом оговориться, что отклонение величины коэфициента стока, полученной путем прямолинейной интерполяции по карте, от действительных значений весьма мало, в пределах допустимой для практических расчетов точности.

Поэтому с практической точки зрения построение карт коэфициентов стока возможно, и пользование ими может дать удовлетворительные результаты.

Гораздо сложнее обстоит дело с параметром A. Величина этого параметра зависит от характера соотношений между потерями и стоком, с одной стороны, и потерями и осадками, — с другой.

Величина же потерь определяется не только климатическими условиями, но и в определенной мере и геолого-почвенными, причем роль последних факторов иногда, как это отмечалось ранее, может быть довольно значительной. В таком случае очевидно, что изменение величин r_{xz_0}, r_{yz_0} в пространстве определяется не только характером соотношений между z_0 и x и y в чистом виде (условия климатического стока), но и тем, каково влияние на эти процессы прочих физико-географических факторов. Последнее, как правило, не поддается картированию, в смысле изображения на карте суммарного количественного влияния этих факторов на величину потерь. Если принять во внимание все изложенное выше, то неизбежно следует притти к выводу, что картирование параметра A, а стало быть, и C_{v_y}, строго говоря, недопустимо.

Установленные выше соотношения между C_{v_y} и влияющими факторами позволяет сделать некоторые интересные выводы, основные из которых заключаются в следующем. В северных районах коэфициенты среднего многолетнего стока приближаются к единице. Кроме того, есть основание полагать, что величина C_{v_x} здесь значительно меньше, чем в южных районах, где явления засухи и обилия осадков выражены гораздо резче, чем на севере. С другой стороны, в северных районах зоны избыточного увлажнения зависимость между y и x выражена достаточно отчетливо и r_{yx} близок к единице, а следовательно, A также приближается к единице. В соответствии с этим значения $C_{v_y} = \frac{C_{v_x}}{\eta}$. A должны быть относительно малыми.

В засушливой зоне C_{v_x} больше, а коэфициент стока η значительно меньше, чем на севере. С другой стороны коэфициент A в формуле (44а) уменьшается по мере перемещения на юг, но коэфициент стока уменьшается гораздо быстрее, чем произведение $C_{v_x} \cdot A$; вследствие этого C_{v_y} возрастает по мере перехода от севера к югу.

Фактические данные о величине C_{v_y}, опубликованные в сводке Б. Д. Зайкова, хорошо подтверждают справедливость сказанного. Наименьших значений C_{v_y} в пределах Европейской территории СССР достигает на севере Урала и в районах Карело-Мурманского края, где $C_{v_y} = 0{,}15 - 0{,}20$. По направлению к югу C_{v_y} возрастает сначала медленно, а на крайнем юге и юго-востоке очень быстро. В зоне тайги C_{v_y} меняется в пределах 0,20—0,30, в лесной и лесостепной — 0,30—0,40, далее на юг значения C_{v_y} быстро возрастают и на крайнем юге в пределах Европейской территории СССР достигают до 0,60 и более. На крайнем юге Западно-Сибирской низменности в степной зоне коэфициент изменчивости годового стока возрастает также до 0,60—0,70.

Данных о C_{v_y} для Восточной Сибири немного, и значения этой величины здесь колеблются в пределах 0,10—0,30. В горных районах на Алтае и в Саянах изменчивость годового стока невелика и составляет 0,15—0,22. В Средней Азии C_{v_y} меняется в зависимости от характера питания рек.

Так, для рек, у которых ледниковое питание играет существенную роль, C_{v_y} принимает наименьшие значения — меньшие 0,15 (рр. Зеравшан, Сох, Исфайрам-сай и др.), для рек смешанного типа питания (рр. Чирчик, Нарын, Сыр-Дарья) $C_{v_y} = 0{,}20—0{,}30$; для рек же снегового питания коэфициент вариации годового стока возрастает, достигая 0,30—0,40,

На Кавказе так же, как и в Средней Азии, имеет место отчетливо выраженная зависимость между C_{v_y} и характером питания рек.

Так, наименьшими значениями $C_{v_y} = 0{,}10—0{,}17$ характеризуются реки ледникового типа питания (рр. Терек, Баксан, Белая и др.), наибольшими $C_{v_y} = 0{,}42—0{,}51$ степные реки снегового типа питания. Рекам горным снегового типа питания свойственны $C_{v_y} = 0{,}24—0{,}34$ (рр. Кура, Алазань, Иори и др.).

Все эти изменения C_{v_y} по территории СССР соответствуют тем закономерностям, которые установлены формулой $C_{v_y} = \frac{C_{v_x}}{\eta} \cdot A$.

Влияние физико-географических факторов на колебания годового стока рек СССР

Вопрос о влиянии физико-географических факторов на сток рек за отдельные годы является гораздо более сложным и значительно менее изученным, чем вопрос о влиянии этих же факторов на величину среднего многолетнего стока. Сложность и трудность этого вопроса становится понятной из рассмотрения уравнения водного баланса речных бассейнов за отдельные годы. В самом деле, из уравнения водного баланса $y = x - z \mp u$ следует, что величина годового стока рек зависит от годовой суммы атмосферных осадков, потерь на испарение и процессов накопления или расходования запасов влаги в речном бассейне.

Отсюда можно сделать вывод, что годовой сток рек какого-либо года обуславливается количеством атмосферных осадков и всеми теми факторами, от которых зависят потери как временные (накопление и расходование запасов влаги), так и безвозвратные (испарение).

В главе I было показано, что ни один из существующих способов подсчета потерь на испарение, позволяющих с той или иной степенью точности определить многолетнюю среднюю величину испарения с поверхности речных бассейнов при помощи климатических факторов, не дает возможности сколько-нибудь надежно установить потери на испарение за короткие промежутки времени, следовательно,

и за отдельные годы. Вне всякого сомнения, качественная сторона вопроса о влиянии физико-географических факторов на величину испарения с поверхности речных бассейнов остается неизменной, но задача количественного определения потерь на испарение с поверхности речных бассейнов за отдельные годы при современном состоянии науки остается весьма далекой от разрешения.

Еще в более худшем состоянии находится вопрос о процессах накопления и расходования влаги в речном бассейне в отдельные годы и установлении степени и характера воздействия влияющих на этот процесс факторов.

Количественное определение величины накопления и расходования влаги до сего времени, по сути дела, не выходило за рамки подсчета этой величины при помощи уравнения водного баланса, для которого были известны годовые значения атмосферных осадков и стока. Величина же испарения при этом определяется одним из существующих методов, разработанных для подсчета среднего многолетнего испарения. Совершенно естественно при этом то скептическое отношение, которое создается к такого рода определениям величины *и*. Отсюда, как неизбежное следствие, вытекает ненадежность и неопределенность всех суждений относительно влияния различных факторов на накопление и расходование влаги в речном бассейне.

В гидрологической литературе существует много попыток установить количественные зависимости между годовым стоком различных рек и физико-географическими факторами. Всем таким попыткам присущи общие черты: эмпирический — статистический и локальный характер устанавливаемых зависимостей и исследование при этом влияния только метеорологических и гидрологических факторов.

Значительная часть таких исследований носит чрезвычайно простой характер и сводится к установлению прямолинейной зависимости годового стока рек за отдельные годы от годовых сумм атмосферных осадков. Таковы формулы, предложенные Е. Оппоковым для р. Днепра до г. Киева [84], П. С. Кузиным для р. Волги до г. Ярославля [62], В. А. Назаровым для р. Днестра [70], Б. Д. Зайковым для Заволжья [34], Э. М. Ольдекопом для р. Чирчика [80], Л. К. Давыдовым для р. Нарына [22] и др. Совершенно очевидно, что эти зависимости носят очень приближенный характер и что, с другой стороны, грубая приближенность этих формул объясняется вовсе не недостатком в методике наблюдений или качеством материалов, сколько тем, что зависимость стока от метеорологических факторов носит значительно более сложный характер, и соотношения между стоком и метеорологическими факторами различны для различных ландшафтных зон.

В северных частях зоны избыточного увлажнения основным фактором, определяющим величину годового стока данного года являются атмосферные осадки; всем остальным метеорологическим факторам принадлежит значительно меньшая роль. При этом нужно иметь в виду, что, помимо количества атмосферных осадков, весьма существенное значение имеет и распределение их в году. Повышенное количество осадков зимнего периода в связи с высоким коэфициентом стока талых вод обуславливает пониженные потери, а следовательно, повышенный коэфициент стока для всего года. Повышенное увлажнение осенью способствует также уменьшению потерь в дальнейшем на инфильтрацию и повышению стока в последующие периоды.

Потери в течение летнего периода при достаточных запасах влаги в бассейне почти не зависят от количества осадков и определяются по преимуществу термическим и гигрометрическим режимом этого периода.

Роль и значение годовых сумм атмосферных осадков для величины годового стока в речных бассейнах северной зоны избыточного увлажнения хорошо подтверждается высокими значениями коэфициентов корреляции между годовыми величинами речного стока и суммами атмосферных осадков (табл. 57).

Хорошей иллюстрацией к тому, что годовая сумма осадков далеко не определяет величину годового стока в данном году, может служить следующий пример. В упоминавшемся уже исследовании П. С. Кузина [62] приведены данные по стоку и метеорологическим факторам для бассейна р. Волги до г. Ярославля. В 1898-99 г. по этим данным годовая сумма осадков (X—IX) составляла 696 мм, годовой сток —

Таблица 5

Величина коэфициентов корреляции (r_{xy}) между годовым стоком (y) и годовыми суммами осадков (x)

Река и пункт наблюдения	r_{xy}	$E_{r_{yx}}$
Ковда	0,88	±0,06
Оланка (бассейн Ладожского озера)	0,91	±0,04
Кола	0,96	±0,02
Вычегда до г. Сыктывкара	0,81	±0,05

364 мм. В 1927-28 г. при почти таком же количестве осадков за год (694 мм) сток оказался равным всего лишь 280 мм. Столь значительная разница в величине годового стока для этих двух лет объясняется различием в распределении осадков. В то время как в 1898-99 г. за время с ноября по апрель выпало 292 мм, за это же время в 1927-28 г. сумма осадков составила всего лишь 186 мм.

В 1920-21 г. при годовой сумме осадков в 411 мм годовой сток достиг наименьшей величины за весь период наблюдений и был равным 96 мм. В 1881-82 г. при $x = 414$ мм, т. е. при годовой сумме осадков почти равной количеству осадков за 1920-21 г., сток более чем в два раза превысил сток этого года и был равен 195 мм.

Столь большая разница в стоке за эти годы объясняется различием в потерях. В 1920-21 г. запасы влаги в бассейне р. Волги были значительно истощены предшествующими маловодными годами. Так, в 1919-20 г. годовой сток р. Волги до г. Ярославля был равен 160 мм, или 67% нормы, в 1918-19 г. $y = 198$ мм, или 83,5% нормы, и только в 1917-18 г. $y = 248$ мм, или 10% нормы.

Таблица 58

Сток р. Волги до г. Ярославля (в мм)

Год	X	II	IX
1881–82	10,5	4,0	4,5
1920–21	4,3	1,9	4,9

Годы же, предшествующие 1881-82 г., характеризовались стоком или выше или равным норме. Так, в 1880-81 г. $y = 251$ мм, или 100% нормы, в 1878-79 г. $y = 280$ мм, или 117% нормы. Истощение запасов влаги в бассейне нашло яркое выражение в 1920-21 г. в крайне низких величинах стока в периоды межени летней и зимней.

Это хорошо подтверждается данными табл. 58, в которой приведены величины стока р. Волги до г. Ярославля за октябрь, февраль и сентябрь за оба года.

Таким образом, в 1920-21 г. значительно большее истощение запасов влаги в бассейне по сравнению с 1881-82 г. способствовало бо́льшим потерям на пополнение этих запасов, а следовательно, и увеличению потерь и уменьшению стока.

Таких примеров можно привести достаточное количество для ряда рек зоны избыточного увлажнения.

Дело усложняется для рассматриваемой зоны, кроме того, в значительной мере и тем, что потери на фильтрацию как временные, так и постоянные варьируют в зависимости от увлажненности бассейна предыдущей осенью, от повторяемости засушливых промежутков в течение лета, интенсивности и продолжительности дождей. Потери на испарение в течение летнего периода не везде остаются независимыми от осадков, особенно в засушливые годы, наконец, при одних и тех же количествах осадков эти потери меняются в зависимости от термического и гигрометрического режима воздуха, обуславливая тем самым соответствующие изменения в величине u в уравнении водного баланса.

Поэтому совершенно прав А. В. Огиевский [78], устанавливая для годового расхода р. Днепра до г. Киева[1] сложную формулу зависимости этой величины от метеорологических факторов, включающую в себя количество атмосферных осадков за различные периоды с различными весами и температурные характеристики за отдельные промежутки времени также с различными весами. Структура формулы правильно подчеркивает необходимость учета различного характера влияния метеорологических факторов на сток за различные промежутки годового периода.

Это положение значительно более отчетливо было сформулировано Н. Г. Конкиной [51] при попытке установить зависимость годового стока р. Ваги до Леховской и р. Вычегды до г. Сыктывкара. В обоих случаях автор исследования совершенно правильно отказывается от установления общей аналитической или графической зависимости годового стока этих рек от метеорологических факторов за годовой период в целом. Расчленяя годовой сток на 4 части: сток весеннего половодья, сток летних дождевых паводков, сток осенних дождей и грунтовый сток, автор решает эту задачу для каждой фазы стока в отдельности. В этом принципиальное достоинство схемы решения задачи, предложенной Конкиной.

Совершенно естественно, что зависимость стока весеннего половодья от метеорологических факторов должна носить и носит совсем иной характер, чем для стока дождевых вод. Трудами сотрудников ГГИ Е. М. Соколовой [99], О. А. Спенглера [106] хорошо сформулированы принципы соотношений стока рек этого периода от метеорологических факторов, снегозапасов к началу снеготаяния и дождей весеннего периода. Эти соотношения (статистического характера) довольно просты и выражаются графически прямыми линиями [2].

Гораздо более сложный характер носят соотношения между стоком дождевых вод и факторами, их обуславливающими. Процессы формирования дождевого стока до сего времени не изучены, и в науке отсутствует сколько-нибудь надежная схема количественных зависимостей дождевого стока от влияющих факторов.

По мере перехода к югу в равнинной части нашей страны все больше возрастает роль твердых атмосферных осадков, все бо́льшая часть легних осадков затрачивается на безвозвратные потери. В соответствии с этим связь между годовыми суммами осадков постепенно затушевывается и возрастает зависимость годовой величины потерь от осадков. Это обстоятельство получает отчетливое выражение в том, что коэфициенты корреляции между годовым стоком и атмосферными осадками в засушливых районах значительно снижаются, приближаясь к нулю, в то время как коэфициенты корреляции между потерями и осадками приобретают высокие значения и приближаются к 1. Так например, для бассейна р. Дона до с. Гремячего $r_{yx} = 0{,}11 \pm 0{,}12$, в то время как $r_{z_0x} = 0{,}93 \pm 0{,}012$. Для бассейна р. Узень до г. Новоузенска $r_{yx} = 0{,}23 \pm 0{,}12$ и $r_{z_0x} = 0{,}92 \pm 0{,}02$.

Это не значит конечно, что осадки не оказывают никакого влияния на сток. В этой зоне главную массу вод, а в некоторых районах всю величину годового стока составляет сток вод весеннего половодья.

Отсюда ясно, что в зоне недостаточного увлажнения колебания годового стока из года в год обуславливаются колебаниями не всех годовых сумм осадков, а только части их, наиболее активной, определяющей сток рек в период весеннего половодья.

Это совершенно очевидное положение хорошо подтверждается, например, данными Б. Д. Зайкова [34], по свидетельству которого коэфициент корреляции между годовым стоком р. Большой Узень до г. Новоузенска и атмосферными осадками за время с октября по апрель включительно равен $0{,}95 \pm 0{,}06$, в то время как

---

[1] Следует отметить, что бассейн р. Днепра до г. Киева обладает чертами, значительно отличающими его от речных бассейнов зоны избыточного увлажнения. Так например, коэфициент корреляции r_{yx} для него равен всего лишь 0,35.

[2] Уместно упомянуть, что в американской практике для целей предсказания стока снеговых вод принято считать модульный коэфициент стока этих вод для данного года равным модульному коэфициенту запаса воды в снежном покрове к началу снеготаяния.

тот же коэфициент корреляции, но для всего годового периода полностью, как указывалось уже выше, уменьшается до $0{,}23 \pm 0{,}12$.

Таким образом колебания годовых значений стока на равнинной части Европейской территории СССР находятся в различной зависимости от метеорологических факторов. В северной части зоны избыточного увлажнения эти колебания в основном происходят параллельно колебаниям годовых сумм атмосферных осадков. В отдельные годы этот параллелизм нарушается в зависимости от распределения осадков в году, особенностей метеорологических условий летнего периода, воздействующих на интенсивность процессов потерь, степени истощения или накопления запасов влаги в бассейне. Как указывалось уже выше, первенствующая роль в рассматриваемой зоне принадлежит осадкам, все остальные факторы оказывают значительно меньшее влияние на колебания годового стока.

В зоне недостаточного увлажнения колебания годового стока, в сущности говоря, повторяют колебания стока весеннего половодья и, следовательно, зависят от всех тех факторов, коими определяется величина стока вешних вод.

В этой зоне годовые суммы осадков оказываются, по сути дела, бесполезными для суждения о колебаниях из года в год величин годового стока, ибо большая их часть бесполезно теряется на испарение.

В промежуточной зоне неустойчивого увлажнения и южной части зоны избыточного увлажнения имеет место изменчивый характер соотношений между колебаниями годового стока и метеорологическими факторами. В северной части этой зоны сохраняется аналогия с северными областями зоны избыточного увлажнения. По мере перемещения на юг эта аналогия сменяется постепенно тенденцией к сходству с условиями зоны недостаточного увлажнения. Характерным для рассматриваемой зоны является неустойчивость этих соотношений. В одни годы, подобно тому как и в зоне неустойчивого увлажнения, годовой сток здесь почти полностью определяется объемом весеннего половодья, и роль дождевого стока ничтожна, годовая сумма осадков является вовсе не показательной для суждения о величине годового стока, коэфициент годового стока резко снижается. В другие годы, подобно тому как это происходит в северных частях зоны избыточного увлажнения, величина годового стока определяется годовой суммой атмосферных осадков, и коэфициент годового стока значительно возрастает.

В какой же мере другие физико-географические факторы, помимо метеорологических, оказывают влияние на колебания годового стока?

Вопрос этот еще более труден и сложен, чем вопрос о влиянии метеорологических факторов на колебания стока, прежде всего потому, что выяснить влияние каждого из этих факторов при главенствующей роли метеорологических крайне затруднительно и, наконец, еще и потому, что влияние одних из них уравновешивается влиянием других. По этим причинам и вследствие отсутствия специально поставленных наблюдений в современной гидрологии отсутствуют сколько-нибудь достоверные суждения по этому вопросу. Существующие же высказывания носят скорее характер более или менее обоснованных логических построений, чем выводов, основанных на наблюдениях в природе.

Возвращаясь к уравнению водного баланса в речных бассейнах за отдельные годы: $y = x - z \mp u$, нетрудно притти к выводу, что влияние прочих физико-географических факторов на колебания стока сводятся к воздействию их на изменения отдельных членов этого уравнения. Совершенно очевидно при этом, что влияние это при стабильности влияющих факторов заключается в изменении соотношений между компонентами уравнения водного баланса и соотношений между этими компонентами и влияющими факторами. Таким образом весь вопрос сводится к тому, как те или иные физико-географические условия сказываются на воздействии колебаний метеорологических факторов на колебания отдельных элементов водного баланса.

В горных районах при резких нарушениях рельефа, начиная с некоторой высоты, первенствующая роль при формировании речного стока принадлежит атмосферным осадкам. Коэфициент стока в этих районах обычно высок, потери на

испарение малы и меняются из года в год незначительно или, во всяком случае, их колебания весьма малы по сравнению с колебаниями атмосферных осадков. Колебания в потерях на инфильтрацию и пополнение в дальнейшем подземных вод происходит параллельно колебаниям атмосферных осадков. Отсюда с неизбежностью следует вывод, что колебания годового стока рек в горных и высокогорных районах зависят главным образом от колебаний атмосферных осадков. Это подтверждается высокими коэфициентами корреляции между средним годовым стоком и годовыми суммами атмосферных осадков. В табл. 59 помещены значения коэфициентов корреляции (r_{yx}) для ряда рек Средней Азии, заимствованные из моей работы, опубликованной ранее [24].

Таблица 59

Коэфициенты корреляции (r_{yx}) между годовым стоком рек (y) и годовыми суммами атмосферных осадков (x)

Коэфициент корреляции	Чирчик—ст. Чимбайлыкская	Нарын—ст. Уч-Курган	Сыр-Дарья—ст. Запорожская	Зеравшан—ст. Дупули
r_1	0,87	0,85	0,82	0,74
r_2	0,87	0,92	0,86	0,81
r_3	0,87	0,97	0,91	0,91
r_4	0,85	0,98	0,94	0,92
r_5	0,79	0,97	0,93	0,93

При вычислении коэфициентов корреляции (табл. 59) между стоком и осадками последние подсчитывались не для всех бассейнов в целом, а были взяты по данным отдельных станций, расположенных в пониженных частях речных бассейнов, а иногда даже вне их. Символом r_1 обозначены коэфициенты корреляции между значениями годового стока и суммами атмосферных осадков, вычисленные для значений этих величин за 1 год, r_2 — за 2 года, r_3 — за 3 года и т. д.

Высокие значения приведенных коэфициентов корреляции свидетельствуют о довольно тесной зависимости между годовым стоком горных рек Средней Азии и годовыми суммами атмосферных осадков, а следовательно, и параллельности в годовых колебаниях стока и атмосферных осадков.

Коэфициенты корреляции для р. Чирчика (смешанный тип питания, с преобладанием снегового) r_1, r_2, r_3 сохраняют, а для 4- и 5-летних периодов уменьшают свои значения. Для рр. Нарын и Сыр-Дарьи (реки смешанного типа питания, с усиленной долей ледникового) коэфициенты корреляции растут до 3-летий включительно, после чего уменьшаются. Для р. Зеравшана (река ледникового типа питания) коэфициенты корреляции непрерывно возрастают до 5-летий включительно. Эти изменения в величинах коэфициентов корреляции для различных периодов связаны с различными условиями питания рек.

Для рек снегового типа питания характерным является сезонный характер питания. Годовой сток этих рек зависит от количества атмосферных осадков, выпавших в их бассейнах в течение года. Круговорот влаги в них охватывает относительно небольшой период времени, по всей вероятности несколько более одного года; иначе говоря, роль величины u (накопление — расходование влаги в бассейне) относительно невелика. Другое дело реки ледникового типа питания. Высоко расположенные области питания этих рек служат мощными аккумуляторами влаги. В верховьях их всегда имеются большие запасы влаги в виде вечных снегов и ледников, дающих дополнительный сток помимо сезонных осадков, в особенности в за ушливые годы. Для рек этого типа период времени, в течение которого совершается круговорот влаги в речном бассейне, много больше, чем для рек снегового типа. В соответствии с этим для рек такого типа, повидимому, значи-

тельно возрастает роль дополнительного члена u в уравнении водного баланса, который имеет второстепенное значение для рек снегового типа питания.

Колебания стока рек этого типа происходят в общем параллельно колебаниям атмосферных осадков. Они несколько сглаживаются вследствие увеличения стока в годы засушливые под влиянием добавочного питания в эти годы, за счет таяния запасов вечного снега и льда. В годы, богатые атмосферными осадками или отличающиеся пониженными температурами летнего периода, это сглаживание происходит вследствие некоторого увеличения стока благодаря пополнению запасов влаги в твердом виде в истоках этих рек.

Добавочный член u в уравнении водного баланса в горных районах, где имеются запасы вечных снегов и льдов, складывается из двух частей: накопления и расходования запасов влаги в твердом виде и в виде подземных вод. Количественные изменения первого происходят под влиянием изменений соотношений между элементами водного баланса для высокогорных частей бассейна и зависят главным образом от прихода влаги в виде атмосферных осадков и расхода ее в результате таяния под влиянием температурных условий и радиации. При этом нужно принять во внимание, что всегда имеется некоторый запас влаги в твердом виде, вследствие чего первенствующее значение для этой составной части величины u принадлежит температуре воздуха и солнечной радиации. Вторая часть u — пополнение и расходование запасов влаги в виде подземных вод — находится, повидимому, в тесной зависимости от соотношений между атмосферными осадками и стоком, причем эти соотношения в большинстве случаев сказываются для рек с высоко расположенными областями питания не в данном году, а в непосредственно за ним следующем. В годы, следующие за исключительно маловодными, сток зимнего периода резко снижается, в годы, наступающие после многоводных, — повышается. Особенно резко это явление выражается в маловодные годы.

Для иллюстрации в табл. 60 приведены средние месячные расходы рр. Чирчика, Сыр-Дарьи и Зеравшана за 1916-17 (наиболее маловодный) и 1917-18 гг.

Таблица 60

Средние месячные расходы (в м³/сек.)

Месяцы	р. Чирчик—ст. Чимбайлыкская		р. Сыр-Дарья—ст. Запорожская		р. Зеравшан—ст. Дупулинская	
	Годы					
	1916-17	1917-18	1916-17	1917-18	1916-17	1917-18
X	96	82	295	234	93,9	82,4
XI	79	66	289	216	54,7	47,9
XII	71	57	273	202	46,2	37,0
I	63	53	236	218	37,3	32,2
II	68	55	250	214	32,7	28,1
III	72	68	247	231	29,8	29,6
IV	130	185	220	238	33,7	30,9
V	321	525	393	776	151	164
VI	233	630	272	810	217	370
VII	198	346	268	500	331	357
VIII	183	234	516	439	410	395
IX	117	141	228	328	235	184
Среднее	136	204	295	367	139	146

Таких примеров можно привести большое количество для различных рек и различных лет. Они показывают, что после засушливых лет зимний сток бывает понижен. Это явление представляет собой следствие, с одной стороны, быстрого истощения грунтовых вод, израсходованных на питание реки, с другой стороны,

малого пополнения этих запасов благодаря пониженной инфильтрации вод, являющейся, в свою очередь, следствием малого количества осадков.

Напротив, в годы, следующие за многоводными, это пополнение запасов подземных вод происходит более интенсивно вследствие того, что относительно бо́льшая часть атмосферных осадков затрачивается на инфильтрацию.

Следует при этом иметь в виду, что, так как обычно изменения уровня подземных вод в общем следуют изменениям поверхностного рельефа, подземные воды в горных районах, обладая бо́льшими уклонами, характеризуются повышенными скоростями течения по сравнению с равнинными районами. В соответствии с этим, выклиниваясь часто в тальвегах рек или передвигаясь в аллювиальных отложениях, подземные воды в горных районах принимают более активное участие в питании рек, чем в равнинных. В то же время так как величина подземного стока в горных районах находится в зависимости от количества атмосферных осадков (с некоторым сдвигом во времени), то тем самым усиливается степень влияния атмосферных осадков на сток рек в горных районах по сравнению с равнинными.

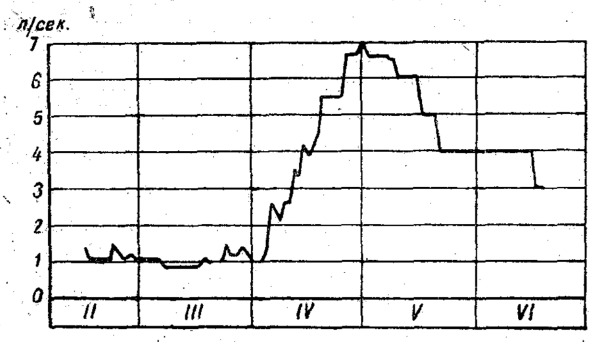


Рис. 26. Дебит источника у д. Ивановской (1935 г.) по Л. Ф. Семеновой.

В районах с малыми изменениями рельефа влияние последнего на характер соотношений между стоком и метеорологическими факторами можно полагать незначительным.

Влияние геологических условий на соотношения между метеорологическими факторами и стоком заключается в воздействии на характер изменения потерь как временных, так и постоянных, т. е., величин z и u, в зависимости от колебаний метеорологических факторов. Эти условия могут либо смягчить, либо усилить процессы инфильтрации при данных количествах осадков, так как последние, конечно, вовсе не зависят от геолого-почвенных условий.

Процессы инфильтрации либо усиливают потенциальную способность почвы к испарению, если влага в большей своей части заключается в слое почвы, подверженном процессу испарения, и тем самым усиливает этот процесс. Если же значительные массы воды проникли за пределы активного слоя почвы, инфильтрация обеспечивает систематическое пополнение запасов грунтовых вод, оказывая влияние на колебания величины u. В ряде случаев эти колебания находятся в тесной зависимости от режима атмосферных осадков и поверхностных вод, с некоторым запозданием в фазах режима подземных вод по сравнению с поверхностными.

Такие явления наиболее отчетливо наблюдаются в карстовых районах. На рис. 26 приводится график колебаний дебита источника у д. Ивановской и д. Горки (1935 г.) в Пикалево-Тихвинском районе [97].

Максимальный дебит этого и аналогичных ему других источников обычно наступает в мае. Время подъема затягивается и максимум дебита наступает позже максимума стока поверхностных вод, иногда почти на месяц. Исследования А. И. Мордвинова, по сообщению Л. Ф. Семеновой [97], в этом районе показали, что чем больше дебит карстовых источников, тем резче его колебания и тем быстрее на нем сказывается влияние атмосферных осадков; напротив, при слабых дебитах колебания их едва заметны, а иногда вовсе отсутствуют в продолжении 1—2 месяцев.

Таким образом в карстовых районах, где процессы инфильтрации значительно уменьшают потери на испарение, а режим карстовых вод тесно связан с атмосферными осадками, колебания водоносности рек, естественно, должны находиться в прямой зависимости от колебаний атмосферных осадков.

В ряде районов с иными гидрогеологическими условиями сток подземных вод происходит более замедленно, роль компонента *u* уравнения водного баланса становится более пассивной, а в соответствии с этим влияние гидрогеологических условий на колебания стока рек отходит на задний план, уступая воздействию метеорологических факторов.

Таким образом вероятнее всего предполагать относительно малую степень влияния геологических условий на характер колебаний водоносности рек.

Аналогичная роль принадлежит и почвам и грунтам. В самом деле, в северных районах, где сток весенних талых вод происходит по мерзлой почве, потери талых вод ничтожны и почти не зависят от особенностей почвы и грунтов речных бассейнов. Объем весеннего половодья при коэфициенте стока его близком к единице почти полностью определяется гидрометеорологическими условиями предшествующей зимы, отчасти осени и периода самого весеннего половодья.

В первой половине лета, при большой увлажненности почв, различие в процессах инфильтрации в зависимости от различия в почвенных условиях сглаживается, и сток дождевых вод определяется гидрометеорологическими условиями по преимуществу. Во второй половине лета при некотором повышении инфильтрационной способности почв, если и создается некоторое различие в потерях дождевых вод в зависимости от почвенных разностей, это различие в количественном отношении оказывает весьма малое влияние на общую годовую величину стока рек, и в соответствии с этим влияние почвенных условий на колебания годовой величины стока весьма малы. Лесная растительность и значительное развитие болот это влияние сводят почти на нет.

В южных районах в зоне недостаточного увлажнения, где основными факторами, определяющими величины годового стока, являются факторы, обуславливающие объем весеннего половодья, роль почвенных условий в колебаниях годового стока сводится к воздействию на изменения в потерях талых вод. В этих районах крайние почвенные разности, характеризующиеся различными инфильтрационными свойствами (например, глинистые почвы Заволжья и песчаные почвы Нижнего Поволжья), несомненно оказывают различное влияние на процесс потерь. Это обстоятельство будет оказывать влияние на колебания объема весеннего половодья, а следовательно, и годового стока, хотя количественный характер этого влияния подметить довольно трудно, и, во всяком случае, это влияние невелико по сравнению с воздействием на сток гидрометеорологических условий.

Влияние растительности, в частности леса, на колебания годового стока, надо полагать, также невелико и едва ли вносит сколько-нибудь существенные изменения в характер воздействия метеорологических условий на колебания стока из года в год. Это влияние, по всей вероятности, ограничивается ослаблением процессов формирования дождевого стока, связанным с замедлением стока дождевых вод, а следовательно, усилением инфильтрации влаги в почву, задержкой части атмосферных осадков на кронах деревьев и, в соответствии с этим, уменьшением коэфициента стока дождевых вод.

Влияние болот на колебания годового стока принадлежит к категории вопросов в гидрологии, наиболее слабо изученных. В существующей гидрологической литературе вопрос о влиянии болот на сток рассматривается обычно с двух точек зрения: влияния болот на величину среднего многолетнего стока или на распределение стока в году. Вопрос же о влиянии болот на колебания годового стока, или, точнее, на изменение характера влияния гидрометеорологических условий на колебания стока, из года в год почти не освещен вовсе.

Достаточно указать на то обстоятельство, что ни в одну из существующих формул, выражающих зависимость изменчивости годового стока от физико-географических факторов, не входит индекс заболоченности бассейна, а в исследованиях, посвященных этому вопросу, не упоминается вовсе о каком-либо влиянии заболоченности на величину коэфициента вариации годового стока.

Известно, что болота весенние избытки снегового половодья сбрасывают полностью. Таким образом, можно полагать, что объем стока весеннего половодья

с заболоченных речных бассейнов определяется всеми теми гидрометеорологическими факторами, от которых зависит объем весеннего половодья, и главным образом снегозапасами к началу таяния. Иначе обстоит дело со стоком дождевых вод. Поглощающая способность торфа очень велика; по свидетельству А. Д. Дубаха „суммарный сток с сильно заболоченных площадей за летнее время и за годовой период при наличии сфагновых болот меньше, чем с менее заболоченных бассейнов" [28] Очевидно это различие в стоке дождевых вод с речных бассейнов с различной степенью заболоченности можно ожидать тем бо́льшим, чем больше испаряющая способность климата данного бассейна, тем, следовательно, больше высыхание торфа в летний период, стало быть, и больше его поглощающая способность.

Таким образом можно полагать, что влияние болот на колебания годового стока рек заключается в усилении роли гидрометеорологических факторов, обуславливающих объем весеннего половодья, и уменьшение роли той части атмосферных осадков, которая не участвует в формировании весеннего половодья. Колебания годовых сумм осадков в бассейнах рек с значительной заболоченностью не являются показательными для колебаний годового стока этих рек.

Подтверждением справедливости сказанного могут служить данные р. Припяти, приведенные нами в табл. 56. Коэфициент корреляции между годовым стоком и годовыми суммами осадков $r_{y_д} = 0{,}18$, что свидетельствует об отсутствии связи между этими величинами. В то же время коэфициент корреляции между потерями и осадками за год $r_{xz_0} = 0{,}90$, что указывает, что величина потерь в значительной мере определяется количеством атмосферных осадков за год и что, следовательно, бо́льшая часть осадков оказывается бесполезной для формирования речного стока. Для бассейна же р. Десны с близкими температурными условиями к бассейну р. Припяти, но со значительно меньшей заболоченностью, r_{xz_0} снижается до 0,79, r_{yx} возрастает до 0,31, что свидетельствует о большем влиянии в бассейне р. Десны годовых осадков на величину стока, чем в бассейне р. Припяти.

Влияние озерности на сток рек, как известно, заключается главным образом в изменении внутригодового распределения стока. Влияние же озерности на колебания годового стока, сглаживая последние, значительно уступает воздействию на эти колебания гидрометеорологических факторов.

Таким образом основные положения по вопросу о влиянии физико-географических, в том числе и метеорологических факторов, на колебания годового стока могут быть сформулированы следующим образом:

1. Основными факторами, определяющими колебания годового стока рек, являются метеорологические и главным образом атмосферные осадки.

2. Для всех рек, большая часть стока которых происходит в период весеннего половодья, колебания годового стока зависят от изменений тех факторов, коими определяется объем весеннего половодья. Чем меньшую долю годового стока составляют вешние воды, тем большее влияние на величину годового стока оказывают атмосферные осадки всего годового периода, и, наоборот, чем большую часть годового стока составляет сток весеннего половодья, тем меньше влияние жидких осадков на годовой сток. В соответствии с этим для таких рек годовые суммы осадков становятся бесполезными для суждения о колебаниях годового стока.

Таким образом для речных бассейнов, расположенных в большей части равнинной территории нашей страны, колебания годового стока определяются главным образом, колебаниями стока весеннего половодья и факторов его определяющих. Наиболее отчетливо эти соотношения выражены для крайнего юга в области распространения рек снегового типа питания. По мере перемещения на север постепенно усиливается роль атмосферных осадков остального периода, и в северной части зоны избыточного увлажнения колебания годового стока в большинстве случаев происходят параллельно колебаниям годовых сумм атмосферных осадков.

3. Влияние прочих физико-географических факторов на колебания годового стока рек значительно меньше, чем влияние метеорологических, и сводится к воз-

действию этих факторов главным образом на процессы накопления и расходования влаги из года в год в речных бассейнах. Это воздействие проявляется по преимуществу в сглаживании колебаний годового стока, обусловленном метеорологическими факторами.

Колебания водоносности рек СССР

Колебания годового стока рек, как известно, определяются изменениями гидрометеорологических условий в их бассейнах. Совершенно невероятно предполагать, чтобы эти условия являлись совершенно однородными с точки зрения влияния их на величину годового стока рек на больших территориях. Границы областей, охваченных однородными условиями погоды, не сохраняются постоянными и изменяются обычно из года в год. Это хорошо подтверждается, например, сравнениями карт снегозапасов к началу снеготаяния, карт годовых сумм атмосферных осадков за отдельные годы и т. п.

Таким образом совершенно естественно предположить об отсутствии синхронности колебаний годовых величин стока не только для крупных рек, но даже и их составляющих, в особенности в тех случаях, когда бассейны этих рек расположены в своеобразных „пограничных" районах, т. е. таких районах, которые в различные годы бывают подвержены воздействию условий погоды, обязанных своим происхождением различным синоптическим процессам.

В случае, если бы колебания годового стока различных рек носили синхронный характер, или, что то же самое, колебания годового стока этих рек сохраняли бы некоторый параллелизм, между расходами их должна была бы существовать отчетливо выраженная зависимость. Статистическая обработка данных по средним годовым расходам ряда рек СССР приводит как раз к обратному заключению. В табл. 61 помещены значения коэфициентов корреляции между средними годовыми расходами для ряда рек СССР.

Для вычисления коэфициентов корреляции, сведенных в табл. 61, были выбраны реки со значительными площадями бассейнов и расположенные в различных частях СССР.

Подавляющее большинство коэфициентов корреляции этой таблицы свидетельствуют либо о полном отсутствии корреляционной зависимости между средними годовыми расходами рек (малые значения коэфициентов корреляции, отношение коэфициентов корреляции к их вероятным ошибкам меньше четырех), либо о незначительно выраженной зависимости, и только для двух пар рек: р. Волга до г. Сталинграда — р. Северная Двина до Усть-Пинеги ($r = 0{,}51 \pm 0{,}04$) и р. Обь до г. Новосибирска — р. Енисей до г. Красноярска ($r = 0{,}71 \pm 0{,}05$), — зависимость между годовыми расходами характеризуется довольно высокими значениями коэфициентов корреляции (больше 0,50). В большинстве случаев соотношения между расходами рек Европейской и Азиатской территорий СССР, начиная с р. Оби, носят обратный характер, что получило свое выражение в отрицательных значениях коэфициентов корреляции между средними годовыми расходами этих рек.

Малые значения коэфициентов корреляции между расходами рек объясняются тем, что изменение гидрометеорологических условий на обширных площадях этих бассейнов носит различный характер, и границы однородных условий не остаются постоянными. Высокий коэфициент корреляции для рр. Енисей — Обь обусловлен, напротив, тем, что водосборные площади этих рек до рассматриваемых пунктов расположены в области (Алтай) с более или менее однородными колебаниями гидрометеорологических условий, определяющих величину стока этих рек в отдельные годы.

Таким образом очевидно, что вероятность синхронности колебаний средних годовых расходов крупных рек крайне мала. Отсутствие синхронности типично не только для крупных рек, но и для их составляющих.

Характерным примером может служить бассейн р. Днепра. Формирование режима и стока этой реки, как известно, происходит главным образом до г. Киева.

Коэфициенты корреляции между

Река, пункт наблюдений	Северная Двина	Нева	Днепр	Дон
Северная Двина у Усть-Пинеги	—	0,45±0,07 55	0,08±0,09 54	0,11±0,10 40
Нева у Шлиссельбурга . . .	0,45±0,07 55	—	0,10±0,09 57	—0,09±0,11 39
Днепр у г. Кременчуга . . .	0,08±0,09 54	0,10±0,09 57	—	0,41±0,10 40
Дон у ст. Мелеховской . . .	0,11±0,10 40	—0,09±0,11 39	0,41±0,10 40	—
Волга у г. Сталинграда . . .	0,51±0,04 54	0,25±0,08 59	0,22±0,09 56	0,48±0,08 40
Обь у г. Новосибирска . . .	0,05±0,11 42	—0,25±0,09 46	—0,14±0,10 46	0,03±0,10 37
Енисей у г. Красноярска . .	0,20±0,11 34	0,13±0,11 36	—0,07±0,14 24	0,06±0,13 28
Ангара у 37 км Заб. ж. д. . .	—0,50±0,08 37	—0,44±0,08 42	0,47±0,08 41	0,07±0,12 32
Амур у с. Покровка	—0,20±0,11 27	—0,16±0,11 27	0,12±0,13 27	—
Сыр-Дарья у ст. Запорожской	—0,19±0,10 38	—0,14±0,10 38	—0,33±0,10 38	—0,35±0,10 33

Примечания. 1. Корреляционная зависимость между средними годовыми расхо
свою ошибку.
2. Во второй строке показано число лет ряда, для которого

Средний годовой расход р. Днепра до г. Киева равен 1367 м³/см, что составляет 83% среднего годового расхода р. Днепра у устья.

Главными составляющими р. Днепра до г. Киева являются рр. Березина, Сож, Припять, Десна, основные данные о площадях и расходах которых приведены в табл. 62.

Таблица 62

Река	Площадь		Ср. многол. расход	
	в км²	в % от общей площади	в м³/сек.	в % от расхода устья
Днепр до устья р. Березины . . .	31 880	6	210	13
Березина до устья	24 530	5	135	8
Сож до устья	42 140	8	232	14
Припять до устья	114 300	25	460	28
Десна до устья	88 840	18	365	22
Днепр до г. Киева	327 700	65	1 367	83
Днепр, устье	503 360	100	1 670	100

Таким образом верхняя часть бассейна р. Днепра является наиболее активной в отношении стока этой реки, тем более, что водосборная площадь до г. Киева составляет всего лишь 65% общей площади, в то время как сток р. Днепра до г. Киева равен 83% общего стока до устья.

Так как многолетний средний годовой сток рек в бассейне р. Днепра довольно быстро падает от г. Киева к устью, в соответствии с этим относительно невысоки роль и значение притоков ниже г. Киева в дальнейшем увеличении стока.

Так например, самый крупный из притоков, впадающих в р. Днепр ниже г. Киева, р. Псел обладает площадью бассейна в 22 820 км² (4,5% общей площади

Таблица 61

редними годовыми расходами рек

Волга	Обь	Енисей	Ангара	Амур	Сыр-Дарья
$\frac{0,51\pm0,04}{54}$	$\frac{0,05\pm0,11}{42}$	$\frac{0,20\pm0,11}{34}$	$\frac{-0,50\pm0,08}{37}$	$\frac{-0,20\pm0,11}{27}$	$\frac{-0,19\pm0,10}{38}$
$\frac{0,25\pm0,08}{59}$	$\frac{-0,25\pm0,09}{46}$	$\frac{0,13\pm0,11}{36}$	$\frac{-0,44\pm0,08}{42}$	$\frac{-0,16\pm0,11}{27}$	$\frac{-0,14\pm0,10}{38}$
$\frac{0,22\pm0,09}{56}$	$\frac{-0,14\pm0,10}{46}$	$\frac{-0,07\pm0,14}{24}$	$\frac{0,47\pm0,08}{41}$	$\frac{0,12\pm0,13}{27}$	$\frac{-0,33\pm0,10}{38}$
$\frac{0,48\pm0,08}{40}$	$\frac{0,03\pm0,10}{37}$	$\frac{0,06\pm0,13}{28}$	$\frac{0,07\pm0,12}{32}$	—	$\frac{-0,35\pm0,10}{33}$
—	$\frac{0,00\pm0,10}{44}$	$\frac{0,00\pm0,12}{34}$	$\frac{-0,37\pm0,09}{39}$	$\frac{-0,21\pm0,12}{27}$	$\frac{-0,44\pm0,09}{38}$
$\frac{0,00\pm0,10}{44}$	—	$\frac{0,71\pm0,05}{37}$	$\frac{0,00\pm0,12}{37}$	$\frac{-0,05\pm0,11}{27}$	$\frac{0,25\pm0,12}{38}$
$\frac{0,00\pm0,12}{34}$	$\frac{0,71\pm0,05}{37}$	—	$\frac{+0,01\pm0,11}{37}$	$\frac{-0,37\pm0,12}{24}$	$\frac{0,10\pm0,12}{32}$
$\frac{-0,37+0,09}{39}$	$\frac{0,00+0,11}{37}$	$\frac{-0,01\pm0,11}{37}$	—	$\frac{0,40\pm0,10}{27}$	—
$\frac{0,21\pm0,12}{27}$	$\frac{-0,05\pm0,11}{27}$	$\frac{-0,37\pm0,12}{24}$	$\frac{0,40\pm0,10}{27}$	—	—
$\frac{-0,44\pm0,09}{38}$	$\frac{0,25\pm0,12}{38}$	$\frac{0,10\pm0,12}{32}$	—	—	—

ками рек принимается существующей, если коэфициент корреляции в 4 раза превосходит вычислены коэфициенты корреляции.

бассейна р. Днепра) при среднем годовом расходе в устье в 46 м³/сек., что соответствует 3,4% среднего годового расхода р. Днепра в устье.

Если бы изменения гидрометеорологических условий, определяющих величину годового стока р. Днепра и его составляющих для каждого года для всего бассейна р. Днепра в целом носили однородный характер, то и колебания величин средних годовых расходов как по длине р. Днепра, так и по его притокам были бы синхронными, и, следовательно, все реки бассейна р. Днепра являлись бы друг для друга аналогами в отношении годового стока. В этом случае отклонения средних годовых расходов рек в бассейне р. Днепра от нормы ежегодно имели бы один и тот же знак, а колебания расходов из года в год были бы параллельными или, во всяком случае, весьма сходными между собой. Вместе с тем совершенно естественно было бы ожидать наличия отчетливо выраженных зависимостей между средними годовыми расходами р. Днепра в любых его пунктах и расходами его притоков.

Существование такой зависимости получило бы хорошее подтверждение в высоких значениях коэфициентов корреляции между средними годовыми расходами различных рек в бассейне р. Днепра и самого Днепра в различных его пунктах. Значения этих коэфициентов корреляции можно было ожидать либо равными, либо близкими к единице.

В действительности же дело обстоит далеко не так. Коэфициенты корреляции между средними годовыми расходами р. Днепра у г. Смоленска и ниже расположенных пунктов — Орша, Киев, Кременчуг — уменьшаются вниз по течению (табл. 63).

Коэфициенты корреляции, вычисленные для средних годовых расходов различных составляющих в бассейне р. Днепра, еще более отчетливо подчеркивают различия между гидрометеорологическими условиями в отдельные годы в различных частях бассейна р. Днепра (табл. 64).

Характерным для бассейна р. Днепра является резкое различие в соотношениях между годовыми колебаниями стока правобережья и левобережья. Коэфициенты корреляции между годовыми расходами р. Днепра у г. Смоленска, рр. Сожа и Десны значительно выше, чем коэфициенты корреляции между годовыми расхо-

Таблица 63

Коэфициенты корреляции (r) между средними годовыми расходами р. Днепра у г. Смоленска и ниже расположенных пунктов

Пункт наблюдений	$r \pm E_r$	Число лет
Орша	0,91±0,02	54
Киев	0,70±0,05	54
Кременчуг	0,69±0,05	54

Таблица 64

Коэфициенты корреляции между средними годовыми расходами р. Днепра и отдельных его составляющих

Реки и пункт наблюдений	Днепр до г. Смоленска	Березина до г. Бобруйска	Сож до г. Гомеля	Припять до г. Мозыря	Десна до г. Чернигова
Днепр у г. Смоленска	—	0,52±0,07 50	0,82±0,02 39	0,37±0,08 56	0,74±0,04 44
Березина у г. Бобруйска	0,52±0,07 50	—	0,56±0,08 33	0,42±0,08 51	0,61±0,07 38
Сож у г. Гомеля	0,82±0,02 39	0,56±0,08 33	—	0,46±0,09 39	0,89±0,02 41
Припять у г. Мозырь	0,37±0,08 56	0,42±0,08 51	0,46±0,09 39	—	0,47±0,08 44
Десна у г. Чернигова	0,74±0,04 44	0,61±0,07 38	0,89±0,02 41	0,47±0,08 44	—

Примечание. Во второй строке показано число лет ряда, для которого вычислены коэфициенты корреляции.

дами Верхнего Днепра и рр. Березины и Припяти. Совершенно особое место занимает р. Припять. Для этой реки коэфициенты корреляции при всех комбинациях оказываются меньшими 0,5, имея тенденцию уменьшаться с юго-востока на северо-запад. Так, наименьших значений коэфициент корреляции между годовыми расходами достигает для рр. Припять — Верхний Днепр до г. Смоленска (0,37±±0,08), наибольших — для рр. Припять — Десна (0,47±0,08). Низкие значения коэфициентов корреляции для р. Припяти свидетельствуют о слабо выраженной зависимости между годовыми расходами этой реки и других рек бассейна р. Днепра, а следовательно, и о различном характере колебаний годовых расходов этих рек.

Однако такой вывод следует признать несколько упрощенным и формально-статистическим. В действительности дело обстоит много сложнее. Внимательный и тщательный анализ соотношений между средними годовыми расходами р. Припяти и других рек бассейна р. Днепра позволяет подметить некоторые закономерности, обнаружить которые, пользуясь обычными статистическими методами, в частности корреляционными, не представляется возможным.

В самом деле, любое корреляционное поле на графике зависимости между средними годовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и какой-либо другой реки, например р. Березины у г. Бобруйска, бассейн которой примыкает к бассейну р. Припяти и расположен севернее его, характеризуется значительной беспорядочностью расположения точек (рис. 27).

Однако эта беспорядочность только кажущаяся. В действительности расположение всех точек на рассматриваемом корреляционном поле вполне закономерное. Эта беспорядочность обуславливается тем, что далеко не каждый год рр. Припять и Березина являются аналогами в отношении годового стока и что в отдельные

годы бассейны различных рек, иногда лежащих вне бассейна р. Днепра, являются аналогами р. Припяти.

Установление такого рода аналогов (рек и лет) путем сопоставления абсолютных значений средних годовых расходов крайне затруднительно, и для решения такой задачи необходимо использовать какие-то другие характеристики стока.

При одинаковых значениях коэфициентов вариации средних годовых расходов рассматриваемых рек в этом случае равенство модульных коэфициентов средних годовых расходов, понимая под этим термином отношение среднего годового расхода данного года к многолетнему среднему его значению, вычисленному за достаточно длительный период времени (норма), могло бы служить хорошим кри-

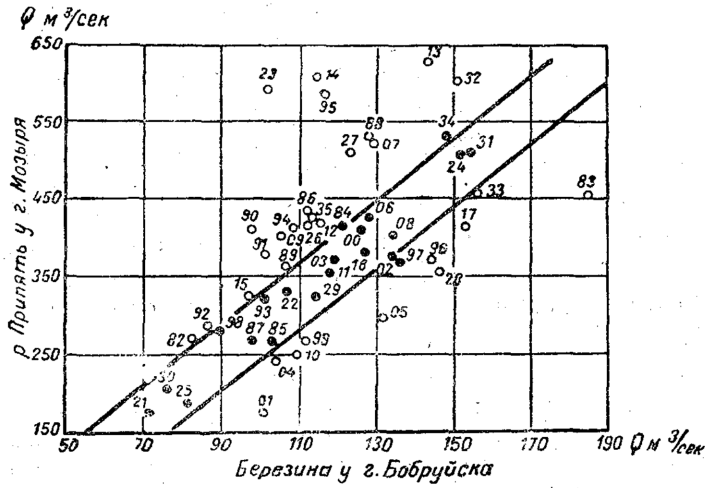


Рис. 27. График зависимости между среднегодовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Березины у г. Бобруйска.

терием для решения поставленной задачи. Равенство модульных коэфициентов средних годовых расходов двух каких-либо рек за какой-либо год являлось бы показателем того, что эти реки в данном году являются аналогами в отношении величины годового стока.

Таблица 65

Коэфициенты вариации (C_v) и крайние значения модульных коэфициентов (K) средних годовых расходов ре в бассейне р. Днепра

Река	Пункт наблюдений	C_v	$K_{макс}$	$K_{мин}$
Днепр	Смоленск	0,25	1,87	0,48
Днепр	Ки в	0,24	1,66	0,44
Бер зина	Б бруйск	0,21	1,57	0,61
Сож	Г мель	0,32	1,77	0,37
При ять	Мозырь	0,30	1,66	0,44
Десна	Чернигов	0,32	2,02	0,45

В действительности же, как это видно из табл. 65, коэфициенты вариации рек в бассейне р. Днепра отличаются друг от друга, и вместе с тем различаются и крайние значения модульных коэфициентов средних годовых расходов этих рек.

Таким образом сравнение модульных коэфициентов средних годовых расходов рек не дает возможности решить вопрос, в какой мере в данном году те или

иные реки или в какие годы данные реки являются аналогами в отношении годового стока.

Вопрос об установлении такого рода аналогов при различных значениях C_{v_y} может быть разрешен несколько иным способом, путем введения понятия о коэфициенте относительной водности рек.

Представим себе, что для какой-либо реки имеется ряд средних годовых расходов за достаточно длительный период времени, в течение которого наблюдались отчетливо выраженные наивысшие и наинизшие значения средних годовых расходов, позволяющие с достаточной степенью точности установить величину амплитуды средних годовых расходов $A_Q = Q_{макс} - Q_{мин}$, где $Q_{макс}$ — наибольший, $Q_{мин}$ — наименьший средний годовой расход реки за все время наблюдений. Тогда коэфициент относительной водности $K_в$ для какой-либо реки за данный год, расход за который равен Q_i, определяется по формуле:

$$K_в = \frac{Q_i - Q_{мин}}{A_Q}.$$

Коэфициент относительной водности реки в данном году показывает, какую часть амплитуды средних годовых расходов составляет в данном году превышение расхода этого года над наименьшим средним годовым расходом.

Совершенно очевидно, что $K_в$ изменяется в пределах от 0 до 1, причем $K_в = 0$, когда $Q_i = Q_{мин}$ и $K_в = 1{,}00$, когда $Q_i = Q_{макс}$.

Равенство или незначительное различие значений $K_в$, вычисленных для двух каких-либо рек за один и тот же год, позволяет утверждать, что эти реки в данном году являются аналогами в отношении годового стока. Условимся при этом считать такого рода аналогами те реки за один и тот же год, для которых различие в значениях $K_в$ составляет не более 0,10 ($10^0/_0$ амплитуды).

В табл. 66 приведены значения средних годовых расходов (за гидрологический год, т. е. с 1/X по 30/IX) и коэфициентов относительной водности ряда рек бассейна р. Днепра, самого Днепра у Речицы и, кроме того, р. Западной Двины у г. Витебска, р. Немана у Смалининок и р. Днестра у г. Бендеры.

Для последних трех рек данные по расходам и коэфициенты относительной водности ($K_в$) приведены потому, что бассейны этих рек соприкасаются в некоторой части с бассейном р. Припяти и, следовательно, à priori можно ожидать, что в отдельные годы эти реки могут быть аналогами р. Припяти в отношении годового стока.

Анализ приведенных данных позволяет сделать ряд интересных выводов. Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что вероятность наступления лет аналогов одновременно для всех составляющих бассейна р. Днепра крайне невелика. В самом деле за весь период приведенных в табл. 66 и 67 данных (1881-82—1934-35 гг. — 54 года) только 4 года (1905-06, 1920-21, 1929-30 и 1930-31 гг.) являются аналогами для всех составляющих р. Днепра и самого Днепра до Речицы.

Таким образом вероятность наступления в один и тот же год аналогичных величин среднего годового стока для всех составляющих р. Днепра не превышает $\frac{4}{51} \cdot 100^0/_0 = 8^0/_0$.

Следует при этом отметить, что из приведенных четырех лет два (1920-21 и 1929-30 гг.) являются одними из самых маловодных за все время наблюдений.

В то же время исключительно многоводные годы ($K_в = 1{,}00$) не совпадают ни для одной пары рек ни для одного года (табл. 68). Самый многоводный год для р. Припяти — 1912-13 ($Q = 624$ м³/сек., $K_в = 1{,}00$, $K = 1{,}60$) — для всех других рек характеризуется значительно более пониженной водностью, а для р. Десны —

Таблица 66

дние годовые расходы и коэфициенты относительной водности ($K_в$) рек бассейна р. Днепра и прилегающих к нему рек

Год	Припять у г. Мозыря		р. Березина у г. Бобруйска		р. Десна у г. Чернигова		р. Сож у г. Гомеля		р. Днепр у Речицы		р. З. Двина у г. Витебска		р. Неман у Смалининок		р. Днестр у г. Бендеры	
	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$	Q_i	$K_в$
881–82	271	0,22	83	0,10	—	—	—	—	—	—	163	0,21	468	0,18	336	0,46
882–83	452	0,62	185	1,00	—	—	—	—	—	—	185	0,29	628	0,60	439	0,70
883–84	412	0,53	121	0,43	—	—	—	—	—	—	242	0,48	676	0,72	382	0,55
884–85	267	0,21	103	0,27	—	—	—	—	—	—	130	0,11	513	0,30	358	0,51
885–86	434	0,58	112	0,35	—	—	—	—	—	—	212	0,38	677	0,72	417	0,64
886–87	265	0.21	98	0,23	203	0,10	—	—	—	—	182	0,28	496	0,25	392	0,59
887–88	530	0,79	128	0,50	—	—	—	—	—	—	256	0,52	573	0,45	403	0,61
888–89	363	0,42	107	0,31	—	—	—	—	—	—	183	0,28	513	0,30	389	0,58
889–90	408	0,52	98	0,23	—	—	—	—	—	—	117	0,06	435	0,09	374	0,55
890–91	374	0,45	101	0,26	—	—	—	—	—	—	206	0,36	571	0,45	350	0,49
891–92	288	0,26	87	0,13	—	—	—	—	—	—	236	0,46	522	0,32	245	0,25
892–93	322	0,33	101	0,26	—	—	—	—	—	—	166	0,22	453	0,14	381	0,56
893–94	399	0,50	105	0,29	—	—	—	—	—	—	225	0,42	590	0,50	296	0,37
894–95	584	0,91	117	0,40	555	0 78	—	—	—	—	272	0,57	541	0,37	308	0,40
895–96	369	0,44	144	0,64	367	0,42	—	—	619	1,00	248	0,50	521	0,32	294	0,36
896–97	369	0,44	136	0,74	306	0,30	—	—	404	0,52	174	0,25	556	0,41	388	0,58
897–98	277	0,23	90	0,16	211	0,12	—	—	259	0,19	158	0,20	479	0,21	383	0,57
898–1900	265	0,21	111	0,35	202	0,10	—	—	305	0,29	257	0,53	578	0 46	239	0,24
899–00	408	0,52	126	0,48	325	0,34	—	—	441	0,60	269	0,56	545	0,39	316	0,41
900–01	172	0.00	101	0,26	317	0,32	154	0,25	336	0,36	220	0,40	549	0,38	292	0,31
901–02	376	0,45	134	0,55	324	0,34	230	0,51	470	0,66	337	0,79	607	0,54	312	0,40
902–03	372	0,44	119	0,42	290	0,27	179	0,34	411	0,53	246	0,41	658	0,67	306	0,39
903–04	237	0,14	104	0,28	240	0,17	139	0,20	318	0,32	186	0 29	569	0,44	136	0,00
904–05	294	0,27	131	0,52	342	0 37	182	0,35	430	0,57	281	0,60	584	0,48	164	0,06
905–06	429	0,57	128	0,50	401	0,48	234	0,52	443	0,60	268	0,56	643	0,64	301	0,38
906–07	519	0,77	129	0,50	446	0,57	270	0,64	508	0,75	245	0,49	525	0,32	286	0,35
907–08	400	0,50	134	0,55	504	0,68	301	0,74	544	0,88	401	1,00	586	0,48	255	0,27
908–09	410	0,53	108	0.32	307	0,30	239	0,54	453	0,63	276	0,59	486	0,22	322	0,43
909–10	251	0,17	109	0,33	234	0,16	180	0,34	322	0,33	158	0,20	560	0,42	157	0,05
910–11	352	0,40	118	0,41	247	0,19	186	0,36	352	0,42	214	0,38	478	0,20	279	0,33
911–12	417	0,54	115	0,38	256	0,21	218	0,47	351	0,40	165	0,22	403	0,01	390	0,58
912–13	624	1,00	143	0,63	263	0,22	155	0,26	336	0,36	186	0,29	593	0,50	570	1,00
913–14	607	0,96	115	0.38	300	0,29	161	0,28	337	0,39	225	0,42	630	0,60	366	0,53
914–15	322	0,33	97	0,22	444	0,57	246	0,56	337	0,36	188	0,30	449	0,13	358	0,51
915–16	379	0,46	127	0,49	393	0,47	269	0,64	477	0,68	228	0,43	746	0,90	—	—
916–17	415	0,54	(153)	0,72	574	0,82	377	1,00	509	0,75	333	0,78	580	0,47	—	—
917–18	(328)	(0,35)	—	—	264	0,22	211	0,44	403	0,51	(226)	0,42	553	0,40	—	—
920–21	175	0,01	72	0,00	154	0,01	98	0,06	175	0,00	98	0,00	400	0,00	(160)	(0,06)
921–22	331	0,35	107	0,31	241	0,18	206	0,43	362	0,42	230	0,44	505	0,27	—	—
922–23	592	0,93	102	0,27	254	0,20	137	0,19	284	0,25	182	0,28	457	0,15	—	—
923–24	505	0,74	151	0,70	303	0,30	225	0,49	441	0,60	291	0,64	783	1,00	—	—
924–25	186	0.03	81	0,08	149	0,00	79	0,00	284	0,25	155	0,19	489	0,23	—	—
925–26	417	0,54	112	0,35	356	0,40	219	0,47	373	0,45	256	0,52	741	0,89	—	—
926–27	508	0,74	123	0,45	368	0,42	25.	0,58	440	0,60	306	0,69	628	0,59	—	—
927–28	356	0,41	146	0,65	371	0.43	254	0,59	507	0,75	326	0,75	624	0,58	—	—
928–29	322	0,33	114	0,37	436	0,55	276	0,66	450	0,62	278	0,60	474	0,19	—	—
929–30	202	0,07	77	0,04	223	0,14	122	0,14	231	0,13	162	0,21	470	0,18	—	—
930–31	503	0,73	165	0,82	564	0,80	293	0,72	—	—	296	0,65	750	0,91	—	—
931–32	602	0,95	151	0,70	493	0,66	283	0,68	—	—	242	0,48	761	0,94	—	—
932–33	456	0,63	156	0.74	670	1,00	334	0,86	—	—	338	0,79	—	—	—	—
933–34	530	0,79	148	0 67	461	0,60	314	0,79	—	—	223	0,40	—	—	—	—
934–35	425	0,56	113	0,36	302	0,29	229	0,50	391	0,49	206	0,35	—	—	—	—

Таблица 67

Годы аналоги для всего бассейна р. Днепра

Год	Водоносность	р. Припять у г. Мозыря	р. Березина у г. Бобруйска	р. Десна у г. Чернигова	р. Сож у г. Гомеля	р. Днепр у Речицы
1905-06	Q	429	128	401	234	443
	$K_в$	0,57	0,50	0,48	0,52	0,60
	K	1,10	1,08	1,21	1,10	1,18
1920-21	Q	175	72	154	98	175
	$K_в$	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00
	K	0,45	0,61	0,46	0,46	0,47
1929-30	Q	202	77	223	122	231
	$K_в$	0,07	0,04	0,14	0,14	0,13
	K	0,52	0,65	0,67	0,57	0,61
1930-31	Q	503	165	564	293	—
	$K_в$	0,73	0,82	0,80	0,72	—
	K	1,29	1,40	1,70	1,33	—

Примечание. Q—средний годовой расход в м³/сек.,
$K_в$—коэфициент относительной водности,
K — модульный коэфициент.

Таблица 68

Коэфициенты относительной водности ($K_в$) за многоводные годы

Река	Пункт наблюдений	Годы				
		1912-13	1882-83	1932-33	1916-17	1895-96
Припять	Мозырь	1,00	0,63	0,63	0,84	0,44
Березина	Бобруйск	0,63	1,00	0,74	0,72	0,64
Десна	Чернигов	0,22	—	1,00	0,82	0,42
Сож	Гомель	0,26	—	0,86	1,00	—
Днепр	Речицы	0,36	—	—	0,75	1,00
	Амплитуда $K_в$	0,78	(0,37)	0,37	0,28	0,58

является маловодным годом ($Q = 263$ м³/сек., $K_в = 0{,}22$, $K = 0{,}79$). Самый многоводный год для р. Днепра у Речицы — 1895-96 ($Q = 619$ м³/сек., $K_в = 1{,}00$, $K = 1{,}65$), — для р. Припяти оказывается близким к среднему ($Q = 369$ м³/сек., $K_в = 0{,}44$, $K = 0{,}95$).

Сравнение коэфициентов относительной водности позволяет ликвидировать ту кажущуюся беспорядочность расположения точек, которая имела место на корреляционном поле, изображенном на рис. 27.

В качестве критерия указанной выше аналогии было принято приближенное равенство коэфициентов относительной водности, с допустимым отклонением в $\pm 0{,}10$.

Пользуясь этим критерием нетрудно установить, что для р. Припяти до г. Мозыря и р. Березины до г. Бобруйска годами аналогами в отношении годового стока являются: 1883-84, 1884-85, 1886-87, 1892-93, 1897-98, 1899-1900, 1901-02, 1902-03, 1905-06, 1907-08, 1910-11, 1915-16, 1921-22, 1923-24, 1924-25, 1928-29, 1929-30, 1930-31, т. е. 19 лет из 51 года. В эти годы коэфициенты относительной водности рр. Припяти и Березины либо равны, либо отличаются друг от друга не более чем на 0,10[1].

На рис. 27 эти годы аналоги изображены точками, залитыми тушью, все остальные годы показаны кружками. Зависимость между средними годовыми расходами рр. Припяти и Березины, изображенная на рис. 27 полосой, ограниченной двумя параллельными прямыми, характеризует зависимость между средними годовыми расходами рек в годы аналоги в отношении среднегодового расхода.

Подобным же образом годами аналогами по признаку приближенного равенства значений $K_в$ для р. Припяти и Верхнего Днепра до Речицы являются: 1896-97, 1897-98, 1898-99, 1899-1900, 1902-03, 1905-06, 1906-07, 1908-09, 1910-11, 1914-15, 1920-21, 1921-22, 1925-26, 1929-30, 1934-35, т. е. 15 лет из 34.

Для рр. Припяти и Сожа годы аналоги: 1901-02, 1902-03, 1903-04, 1904-05, 1905-06, 1908-09, 1910-11, 1911-12, 1917-18, 1920-21, 1921-22, 1924-25, 1925-26, 1929-30, 1930-31, 1933-34, 1934-35, т. е. 17 лет из 33.

И, наконец, для рр. Припяти и Десны годы аналоги: 1895-96, 1903-04, 1904-05, 1905-06, 1909-10, 1915-16, 1920-21, 1924-25, 1927-28, 1929-30, 1930-31, т. е. 11 лет из 40.

Совершенно естественно предположить, что в некоторые годы аналогами р. Припяти в отношении среднего годового расхода могут быть не только реки, принадлежащие к системе р. Днепра, но и расположенные вне бассейна этой реки, но прилегающие к нему. К числу таких рек относятся р. Днестр, верховья которого соприкасаются с бассейнами правобережных притоков р. Припяти, рр. Неман и Западная Двина. Было бы очень хорошо использовать в данном случае еще и бассейн р. Западного Буга; однако в распоряжении автора не было необходимых данных по стоку этой реки.

Основываясь на принципе приближенного равенства коэфициентов $K_в$, следует принять за годы аналоги для бассейнов рр. Припяти и Днестра: 1882-83, 1883-84, 1885-86, 1889-90, 1890-91, 1891-92, 1895-96, 1898-99, 1901-02, 1902-03, 1908-09, 1910-11, 1911-12, 1912-13, 1920-21[2], т. е. 15 лет из 35.

Точно таким же образом для рр. Припяти и Немана годами аналогами оказались: 1881-82, 1882-83, 1884-85, 1886-87, 1890-91, 1891-92, 1893-94, 1896-97, 1897-98, 1901-02, 1905-06, 1907-08, 1916-17, 1917-18, 1920-21, 1921-22, 1931-32, т. е. 17 лет из 51 года.

Наконец, для рр. Припяти и Западной Двины являются годы аналоги: 1881-82, 1883-84, 1884-85, 1886-87, 1890-91, 1893-94, 1895-96, 1897-98, 1899-1900, 1902-03, 1905-06, 1908-09, 1909-10, 1910-11, 1914-15, 1915-16, 1917-18, 1920-21, 1921-22, 1923-24, 1925-26, 1926-27, 1930-31, т. е. 23 года из 54.

В табл. 69 помещены сводные данные о повторяемости лет аналогов для всех рассматриваемых рек, причем в последнем столбце помещены величины относительной повторяемости лет аналогов в отношении средних годовых расходов, понимая под этим термином отношение числа лет аналогов к общему числу лет наблюдений.

---

[1] Принятый предел допустимых различий в 0,10, что составляет 10% амплитуды колебаний средних годовых расходов, является достаточно жестким. Напомним, что в существующих наставлениях по разработке методов гидрологических прогнозов допустимым отклонением от устанавливаемой зависимости изучаемой величины принято 20% амплитуды этой величины.

[2] К сожалению, для р. Днестра в „Материалах по режиму рек СССР" имеются данные по расходам только по 1915 г. включительно. Средний годовой расход за 1920-21 г. получен интерполяцией по расходам р. Южного Буга и должен рассматриваться как ориентировочный.

Таблица 69

Повторяемость лет аналогов р. Припяти и рек бассейна р. Днепра и прилегающих к нему бассейнов

Реки	Число лет аналогов	Число лет наблюдений	Повторяемость лет аналогов
Березина	19	51	0,31
Верхний Днепр до Речицы	17	33	0,52
Сож	17	33	0,52
Десна	11	40	0,28
Днестр	15	35	0,43
Неман	17	51	0,33
Западная Двина	23	54	0,43

Таким образом наибольшей повторяемостью лет аналогов р. Припяти характеризуются рр. Верхний Днепр до Речицы и Западная Двина до г. Витебска.

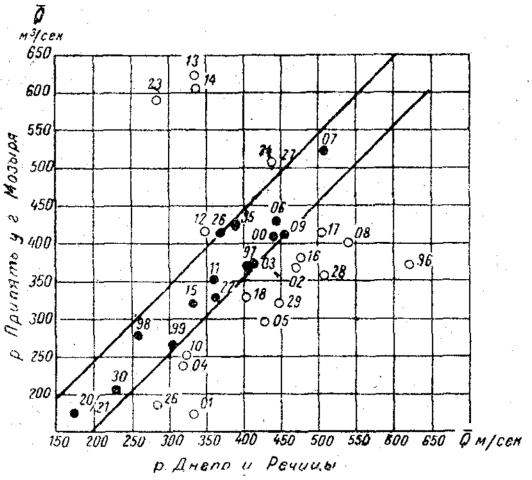


Рис. 28. График зависимости между среднегодовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Днепра у Речицы.

Соотношения между средними годовыми расходами за отдельные годы р. Припяти и всех перечисленных рек характеризуется рис. 28—32, на которых годы аналоги обозначены залитыми кружками, располагающимися в виде довольно узких полос точек, выражающих зависимость между средними годовыми расходами в годы аналоги.

Из всего периода наблюдений с 1881-82 по 1934-35 гг. остался ряд лет, которые характеризуются отсутствием для р. Припяти рек аналогов в отношении средних годовых расходов. Годы эти следующие: 1887-88, 1888-89, 1894-95, 1900-01, 1913-14, 1922-23, 1932-33, т. е. 7 лет из 54.

Прежде всего следует отметить, что в 1888-89 и 1932-33 гг. значения коэфициентов относительной водности рр. Припяти и Березины отличаются друг от друга на 0,11, т. е. весьма близки к пределу разностей, условно принятых для установления лет аналогов.

1900-01 г. характеризуется чрезвычайно своеобразным распределением снежного покрова в бассейне р. Днепра. В этом году во всем бассейне р. Днепра и в прилегающих к нему с запада и северо-запада районах снега было очень мало. В бассейне р. Припяти, судя по картам Атласа снежного покрова СССР, изданного ГГИ, высота снежного покрова в верхней и средней части бассейна р. Припяти достигала всего лишь 5—10 см, причем это понижение снежного покрова входит по карте максимальной высоты снежного покрова в 1901 г. довольно узким клином. На север, северо-восток и восток от бассейна р. Припяти высоты снежного покрова возрастают. В соответствии с этим и распределение коэфициентов относительной водности в бассейне р. Днепра в этом году носит определенный характер: значения $K_в$ достигают минимальных значений в бассейне р. Припяти и возрастают к северу, северо-востоку и востоку, достигая максимальных значений — 0,36 в бассейне Верхнего Днепра до Речицы и 0,40 в бассейне р. Западной Двины до г. Витебска (рис. 33). Таким образом, действительно, ни одна из рассматриваемых рек в 1900-01 г. не может считаться аналогом р. Припяти в отношении среднего годового расхода.

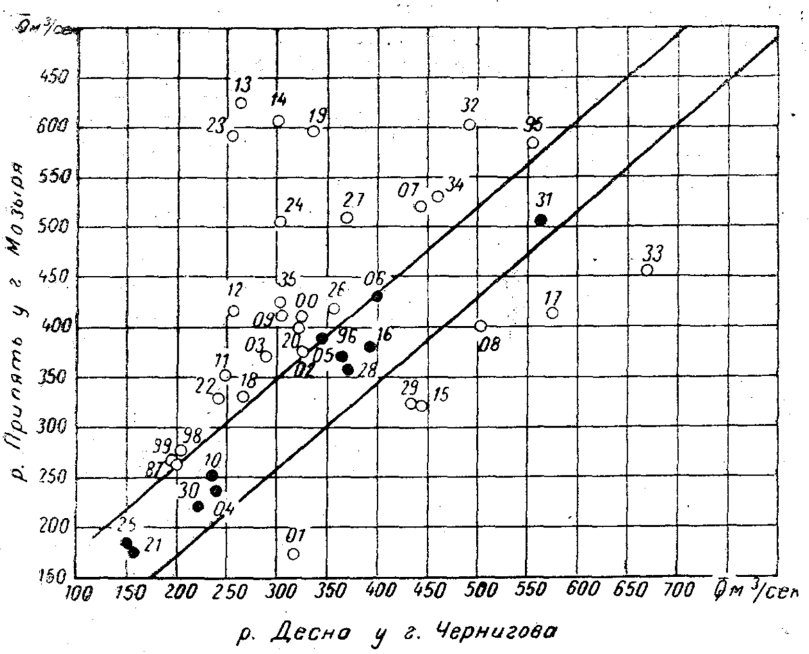


Рис. 29. График зависимости между среднеголовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Десны у г. Чернигова.

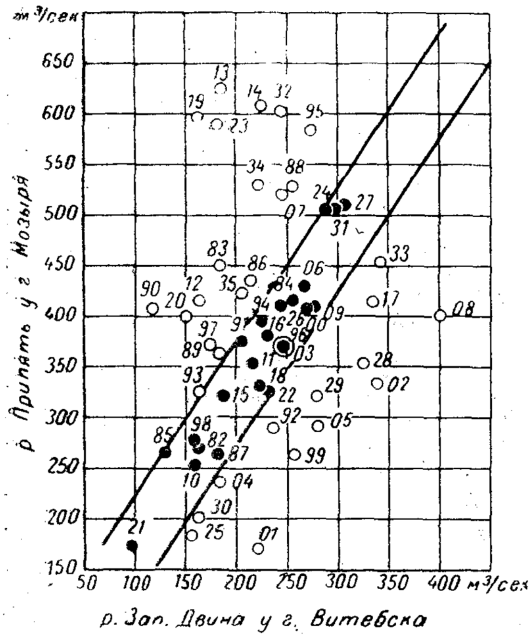


Рис. 30. График зависимости между среднегодовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Западной Двины у г. Витебска.

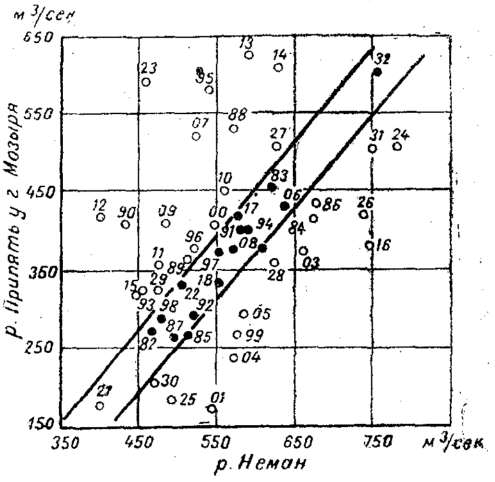


Рис. 31. График зависимости между среднегодовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Немана у Смалининок.

В 1887-88 г. по некоторым данным можно предполагать, что аналогом р. Припяти является Верхний Днепр до Речицы. Этот год характеризуется повышенной водностью р. Припяти; коэфициент относительной водности в этом году достигает для р. Припяти 0,79. Весеннее половодье на р. Припяти 1887-88 г. было весьма высоким. В этом году средний майский расход достиг наибольшей величины за все время наблюдений — 3140 м³/сек. Данные по водному режиму Верхнего Днепра до Речицы для этого года, к сожалению, отсутствуют. По данным наблюдений у г. Жлобина в 1887-88 г. максимальный уровень весеннего половодья достигал 358 см и занимал, таким образом, 5-е место среди самых высоких уровней весеннего половодья у г. Жлобина за все время наблюдений. Относительная высота этого половодья, вычисленная аналогично тому, как вычислялся коэфициент относительной водности, в этом году для р. Днепра у г. Жлобина равен 0,71. Эти соображения и заставляют предполагать, что в 1887-88 г. аналогом р. Припяти в отношении среднего годового расхода является Верхний Днепр до Речицы.

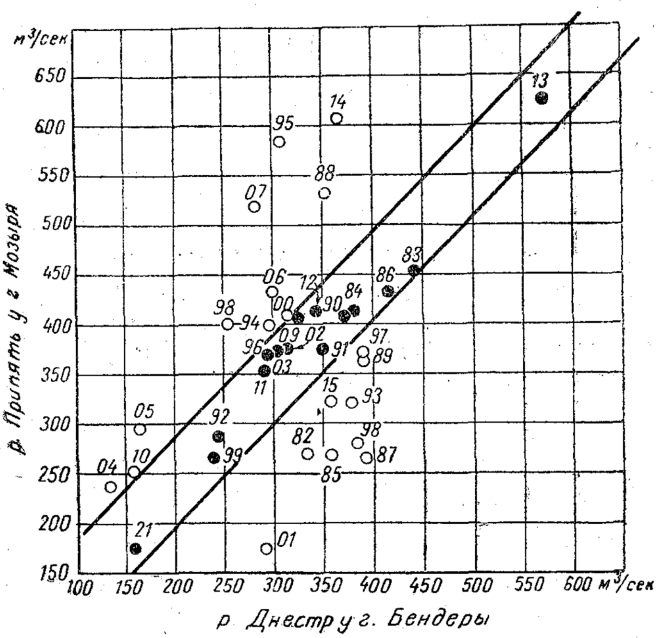


Рис. 32. График зависимости между среднегодовыми расходами р. Припяти у г. Мозыря и р. Днестра у г. Бендеры.

В 1894-95 г. $K_в$ для р. Припяти равен 0,91, для р. Десны у г. Чернигова — 0,78, т. е. разность величин $K_в$ для этих рек составляет 0,13 и довольно близко подходит к установленному пределу допустимых различий в значениях $K_в$. При установлении аналогов в отношении годового стока 1913-14 г. занимает особое место для р. Припяти. Повышенный коэфициент относительной водности р. Припяти в 1913-14 г. объясняется повышенным весенним половодьем ее в этом году по сравнению с другими составляющими бассейна р. Днепра. Кроме того, большое значение для стока р. Припяти в 1913-14 г. имело то обстоятельство, что в предыдущем 1912-13 г. годовой сток был наивысшим за все время наблюдений, что способствовало накоплению запасов грунтовых вод в бассейне р. Припяти к 1913-14 г. и тем самым увеличению годового стока в этом году.

В 1922-23 г. можно предполагать, что аналогом р. Припяти была р. Днестр, судя по уровенным данным р. Южного Буга.

Таким образом, аналогами р. Припяти в отдельные годы, судя по признаку относительной водности, оказывались то одни, то другие реки. Но может возникнуть вопрос, в какой мере этот признак является и объективным и действительным, т. е. отражающим действительную аналогию в гидрометеорологических условиях, предопределяющих ту или иную величину стока рассматриваемых рек в те или иные годы.

Объективность этого признака не вызывает никаких сомнений, так как величина коэфициента водности определяется всегда и для всех рек по одному и тому же принципу, достаточно отчетливо сформулированному.

Соответствие условия равенства коэфициентов водности аналогии в отношении гидрометеорологических условий было частично показано на примере 1900-01 г.,

в котором р. Припять не имела аналогов, что характеризовалось резким различием коэфициентов водности для различных частей бассейна р. Днепра, а это последнее обстоятельство объяснялось особенностями в распределении снежного покрова по бассейну р. Днепра в этом году.

Можно привести еще несколько примеров, подтверждающих справедливость высказанного положения.

Наиболее характерным в этом отношении является 1912-13 г., в котором средний годовой расход р. Припяти достиг наивысшей величины и был равен 624 м³/сек. при $K_в = 1{,}00$. В этом же году и расход р. Днестра у г. Бендеры был равен 570 м³/сек. при $K_в$ равном также 1,00, т. е. средний годовой расход р. Днестра у г. Бендеры в 1912-13 г. был наибольшим за время наблюдений.

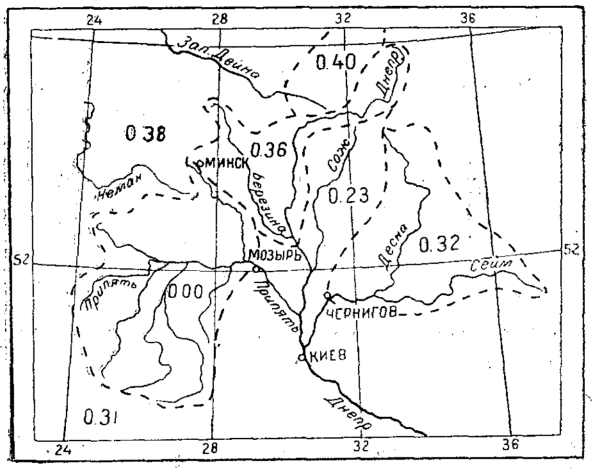


Рис. 33. Схема распределения коэфициентов относительной водности в бассейне р. Днепра в 1900-01 г.

Распределение коэфициентов относительной водности в бассейне р. Днепра и бассейнах рек, примыкающих к бассейну р. Припяти, хорошо показано на рис. 34.

В 1912-13 г. все речные бассейны, за исключением рр. Припяти и Днестра, характеризуются малыми значениями коэфициентов относительной водности, достигающими минимальных значений в бассейнах р. Сожа ($K_в = 0{,}26$) и р. Десны ($K_в = 0{,}22$). Этот год характеризуется повышенным стоком рр. Днестра и Припяти в летние и осенние месяцы (август—октябрь), обусловленным интенсивными дождями, выпадавшими в этот период времени. В табл. 70 приведены средние месячные расходы этих рек за указанный период наряду с коэфициентами относительной водности для каждого из этих месяцев.

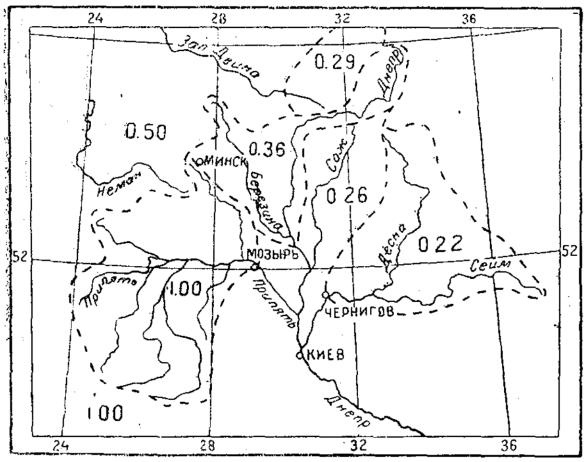


Рис. 34. Схема распределения коэфициентов относительной водности в бассейне р. Днепра в 1912-13 г.

Исключительно высокий сток правобережных притоков р. Припяти, повидимому, и обусловил высокий сток р. Припяти в 1912-13 г. и тем самым создал аналогию в стоке в этом году для рр. Припяти и Днестра.

Другим хорошим примером может служить 1907-08 г. (рис. 35).

В этом году коэфициенты относительной водности растут от бассейна р. Днестра ($K_в = 0{,}27$) по направлению на северо-восток и достигают максимального значения в бассейне р. Западной Двины, где по наблюдениям у г. Витебска отмечен наивысший годовой расход р. Западной Двины в течение всего времени наблюдений. Хорошо известно, что 1907-08 гг. характеризуется катастрофическим весенним половодьем в области гидрографического центра Европейской территории СССР, где сходятся истоки рр. Западной Двины, Волги, Оки, Днепра. По данным Атласа снежного покрова ГГИ, высота снежного покрова правильно и быстро возрастает

Таблица 70

Средние месячные расходы (Q) и коэфициент относительной водности рр. Припяти и Днестра за 1912-13 г.

Месяц	р. Припять у г. Мозыря		р. Днестр у г. Бендер	
	Q, м³/сек.	$K_в$	Q, м³/сек.	$K_в$
VII	481	0,65	1 170	1,00
VIII	616	1,00	965	1,00
IX	632	1,00	848	1,00
X	613	1,00	363	0,72

от бассейна р. Припяти, где она составляет в этом году 30 см, по направлению на северо-восток. Иначе говоря, распределение снежного покрова в бассейне р. Днепра и прилегающих к бассейну р. Припяти речных бассейнов вполне соответствует распределению коэфициентов водности отдельных речных бассейнов. Таких примеров можно привести большое число. Все они подтверждают справедливость положения о том, что приблизительное равенство коэфициентов относительной водности рек является хорошим критерием для установления лет аналогов для любой пары рек и подбора рек аналогов для данного года. Приведенные данные свидетельствуют, наконец, о том, что в бассейне р. Днепра нет таких рек, которые из года в год являлись бы аналогами друг другу в отношении среднего годового стока, или, другими словами, нет оснований ожидать строгой синхронности в колебаниях годовых расходов этих рек.

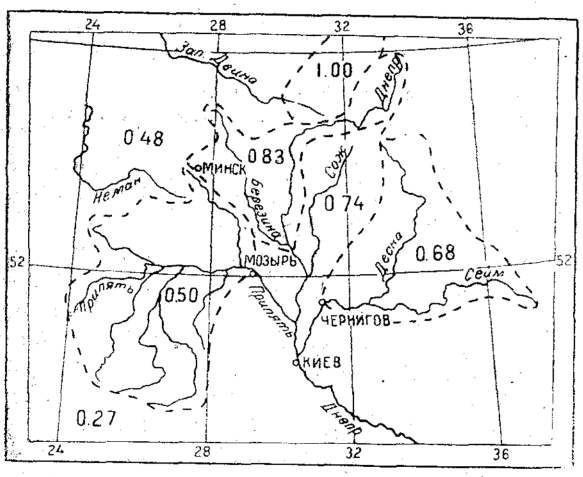


Рис. 35. Схема распределения коэфициентов относительной водности в бассейне р. Днепра в 1907-08 г.

Такого рода перемена в аналогах в отношении годового стока отдельных лет наблюдается, конечно, не только в бассейне р. Днепра. Так например, для р. Оки до г. Калуги в одни годы аналогом является верхняя часть р. Днепра, в другие — верхняя часть р. Дона, в иные — р. Десна, а в некоторые — Верхняя Волга.

Для р. Уфы на Урале аналогами оказываются то р. Белая, то р. Чусовая, то реки, стекающие с восточных склонов Уральского хребта — рр. Тура, Исеть, то, наконец, Верхняя Кама. В отдельные годы несомненно может иметь место случай, когда аналогами той или иной реки будут одновременно служить несколько рек, в зависимости от того, сколь большая территория в данном году охвачена однородными гидрометеорологическими условиями.

Эти особенности в сходстве или различии в колебаниях годового стока рек делают крайне трудным сравнение этих колебаний на обширной территории Советского Союза.

Рассмотрение таблиц и графиков колебаний средних годовых расходов различных рек СССР прежде всего убеждает в том, что какой-либо периодичности, в строгом смысле этого слова, в колебаниях годового стока рек не существует. Величины годового стока в различной степени для различных рек колеблются вокруг много-

летнего среднего значения без какой-либо правильной последовательности. Положительные отклонения сменяются отрицательными в относительном беспорядке, причем продолжительность отклонений одного знака изменяется от 1 года до 10 лет.

Для того, чтобы получить более отчетливое представление об особенностях колебаний годового стока реки, необходимо прибегнуть к какому-то приему обработки имеющихся материалов, чтобы установить отдельные незначительные расхождения в колебаниях годового стока и выделить наиболее существенные особенности в этих колебаниях и их распространении по территории СССР. Таким приемом может служить общепринятый в статистической обработке материалов прием сглаживания рядов наблюдений путем вычисления так называемых скользящих десятилетних средних. При применении этого приема сглаживаются случайные колебания или колебания очень коротких периодов и выделяются более длительные и существенные изменения в значениях годовых расходов рек. Такой обработке были подвергнуты данные по стоку большого числа рек.

На рис. 36—39 приводятся результаты части такой обработки в виде графиков отклонений (в процентах) от нормы скользящих десятилетних средних годовых расходов для ряда рек.

Анализ результатов этой обработки позволяет прежде всего притти к выводу, что периодичности в колебаниях средних годовых расходов не существует.

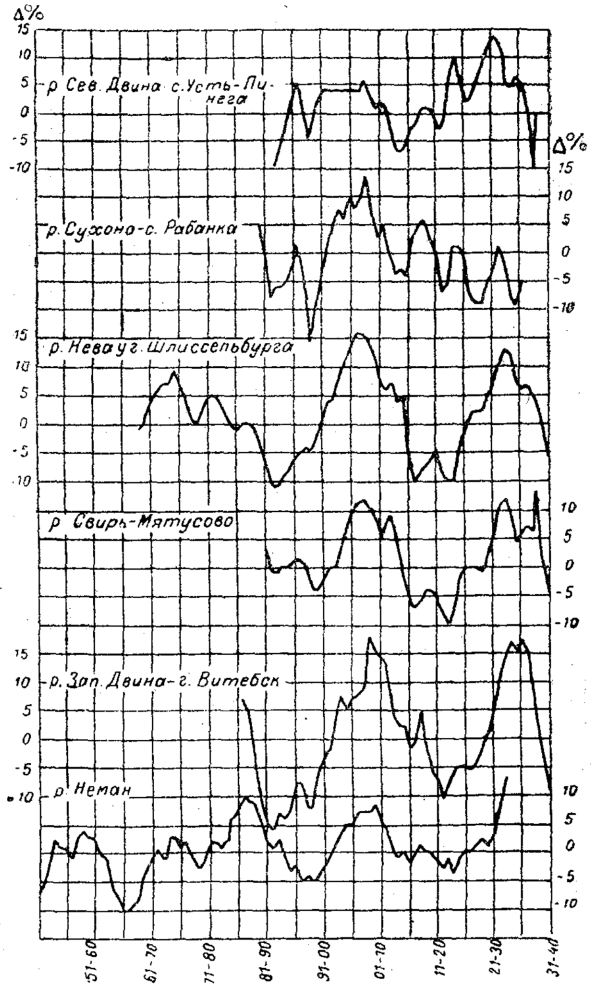


Рис. 36.

Вместе с тем намечается смена многоводных и маловодных циклов. Эти циклы не являются однозначными для всех рек, и в то же время продолжительность таких циклов различна для различных рек, так же как и в значительной мере различаются между собой наибольшие значения процентных отклонений от средних величин стока рек в отдельные десятилетия. В то же время могут быть намечены группы рек, для которых имеет место некоторое сходство в смене таких циклов.

К первой группе таких рек могут быть отнесены рр. Северная Двина с Сухоной, Нева, Свирь, Западная Двина, Неман, т. е. реки, занимающие северную и северо-западную часть Европейской территории СССР. Для этих рек смена циклов, в особенности для р. Невы, выражена наиболее отчетливо.

Цикл I для рр. Невы, Северной Двины, Припяти, Днепра до г. Киева и Верхней Волги характеризуется пониженным стоком, причем отклонения десятилетних средних от нормы достигают до 16% (Западная Двина — десятилетие 1882—1891). В бассейне рр. Оки, Камы, левобережных притоков Волги ниже впадения рр. Оки, Камы, Урала этот цикл характеризуется положительным отклонением от нормы.

Цикл II с положительными отклонениями десятилетних средних величин стока от нормы для рек севера и северо-запада (Северная Двина, Нева, Свирь, Западная Двина, Неман, Верхняя Волга, Верхний Днепр) сменяется в бассейнах рр. Припяти, Днепра до г. Киева и его левобережных притоков, Дона, Камы, Волги до г. Сталинграда, Оки на Европейской и до р. Оби (у Новосибирска) включительно на Азиатской территориях СССР отрицательными отклонениями. Таким же знаком характеризуются отклонения стока от нормы в этом цикле и для рр. Шилки на Дальнем Востоке и Сыр-Дарьи в Средней Азии.

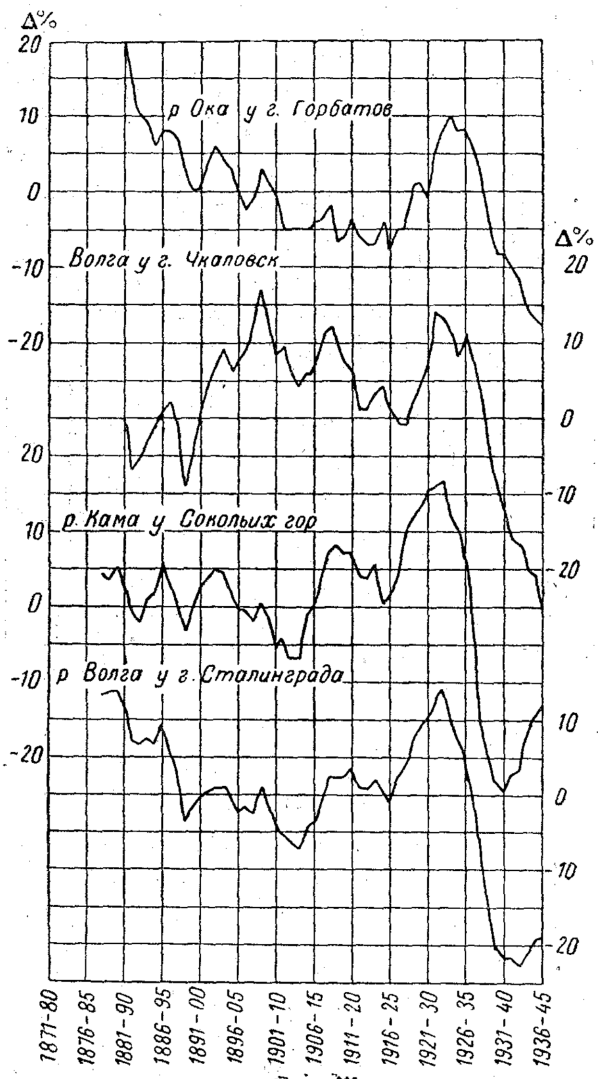


Рис. 37.

Для цикла III характерны отрицательные отклонения от нормы для рек северной и северо-западной группы, Верхнего Днепра до г. Смоленска, р. Оки до г. Горбатова. Вся остальная часть рек Европейской территории СССР — рр. Припять, Днепр до г. Киева, Дон, Кама, Волга на всем протяжении, реки Азиатской территории СССР — Обь, Енисей, Шилка, Сыр-Дарья — характеризуется положительным отклонением от нормы, причем этот цикл для некоторых рек переходит в следующий, сохраняя положительный знак отклонения десятилетних средних от нормы, испытывая лишь в середине этого периода некоторую депрессию в колебаниях стока (Волга на всем протяжении, Кама). Для р. Оби этот период положительных отклонений от десятилетних средних продолжается до цикла V включительно.

Для р. Ангары цикл III с отрицательными отклонениями десятилетних средних от нормы продолжается и включает в себя период, соответствующий циклу IV группы рек севера и северо-запада Европейской территории СССР.

Для р. Шилки цикл III — период пониженной водности, для Сыр-Дарьи, напротив, повышенной, причем для последней реки этот цикл сравнительно короток (1909-18—1912-21). В этот период для р. Сыр-Дарьи включаются наиболее маловодные 1916 и 1917 гг.

Цикл IV для рек севера и северо-запада, бассейна Верхнего Днепра до г. Смоленска, Дона, всей Волги, Камы, Оки, Оби и Сыр-Дарьи характеризуется положительными отклонениями от нормы, и только для р. Днепра до г. Киева под влиянием пониженного стока левобережных притоков этот цикл характеризуется отрицательными отклонениями от нормы. В Азиатской части для рр. Ангары и Шилки этому циклу также свойственны пониженные значения стока, для Сыр-Дарьи — повышенные.

Последний цикл V характерен для всей Европейской территории СССР, за исключением бассейна р. Днестра, пониженным стоком. Для разных рек этот цикл начинается в разное время — на юге раньше, на севере позднее. В Азиатской части он выявляется только для рек Средней Азии и бассейна р. Тобола.

Таким образом многоводные и маловодные циклы чередуются различным образом для различных рек Советского Союза.

Совершенно очевидно, что чем сложнее речной бассейн, чем большую территорию он занимает, тем более сложный, а иногда и неопределенный характер будут носить изменения в водности отдельных

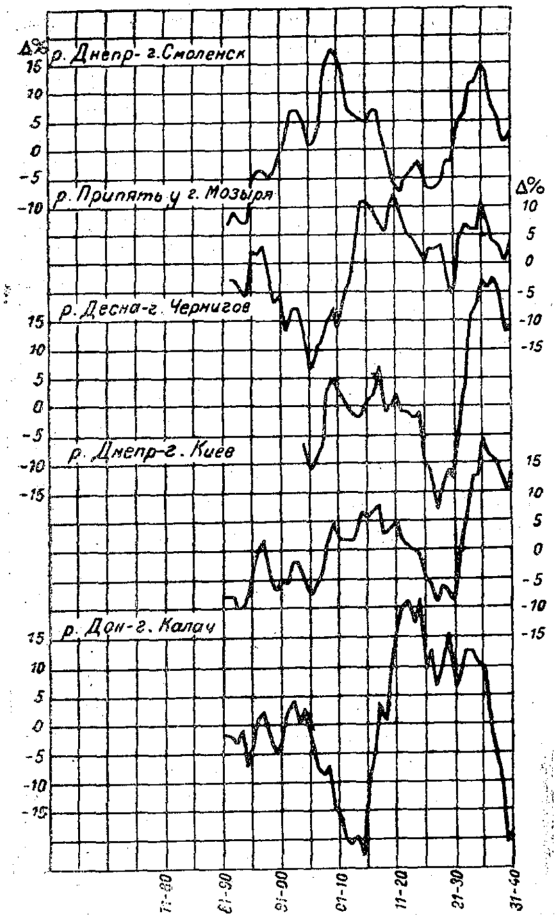


Рис. 38.

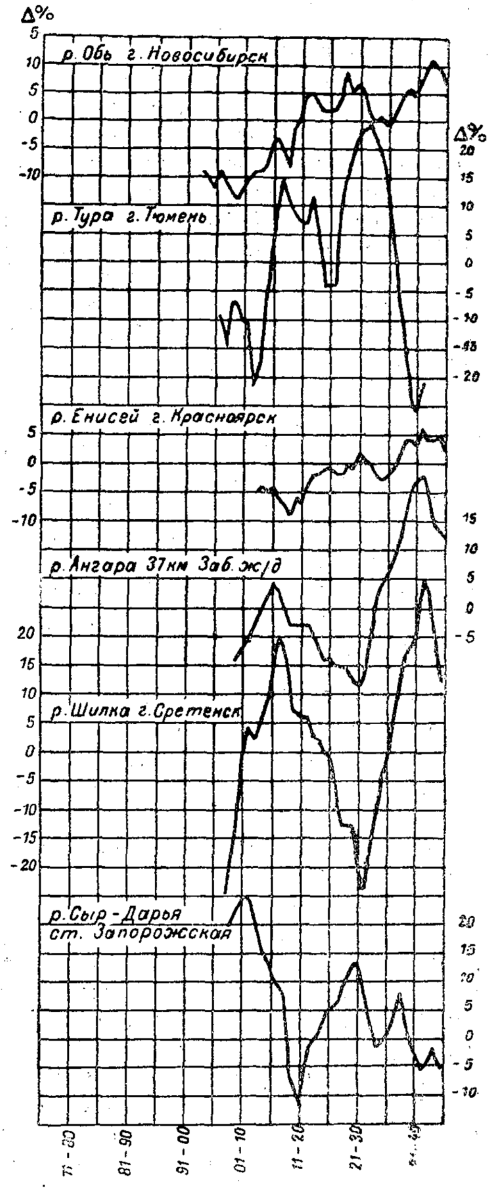


Рис. 39.

десятилетий, что объясняется сложением смен циклов водности, различных для различных рек, составляющих данную реку.

Выше уже отмечалось различие в смене циклов водности рек Европейской и Азиатской территорий СССР. Большой интерес представляет в этом отношении сравнение колебаний стока (десятилетних средних) рр. Волги и Сыр-Дарьи. Для этих рек характерна тенденция к противоположным знакам отклонений от нормы десятилетних средних в отдельные периоды. Так, например, в период

1898-1907—1908-17 гг. отклонения десятилетних средних от нормы для р. Сыр-Дарьи все время положительны от —7 до 25%; для р. Волги в этот период средние десятилетние величины стока остаются в большинстве меньше нормы и отклонения от нормы колеблятся в пределах от —8 до +2%.

В период времени 1909-18—1912-21 гг. сток р. Сыр-Дарьи понижен и отклонения от нормы достигают — 12% (1911-20); для р. Волги этот период характерен положительными отклонениями от нормы до + 4% (1911-20 гг.).

Обратный характер в смене циклов водности этих рек получил свое подтверждение в отрицательном значении коэфициента корреляции между средними годовыми расходами этих рек (см. табл. 61). Колебания стока р. Аму-Дарьи, судя по неполным данным, носят характер аналогичный колебаниям стока р. Сыр-Дарьи.

Такое различие в характере колебаний стока рек, естественно, должно найти отражение в различии изменений уровней таких замкнутых водоемов, как Каспийское и Аральское моря.

Еще в 1908 г. Л. С. Берг [3] отмечал, что многолетние изменения уровней Каспийского и Аральского морей идут в противоположном направлении.

Наблюдения последующих лет подтвердили справедливость этого положения. Причину этого нужно, повидимому, искать в различных колебаниях водности рек, сбрасывающих свои воды в эти водоемы.

Б. Д. Зайков в своей работе, опубликованной в 1941 г., приводит интересные данные о распределении модульных коэфициентов годового стока рек СССР за два десятилетия 1920—1929 и 1930—1939 гг. Последнее десятилетие характеризовалось исключительной маловодностью восточной половины бассейна рр. Волги, Дона, Урала и на восточном склоне Уральского хребта в бассейне р. Тобола; в бассейнах же рр. Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи сток был средним или выше среднего. В первом десятилетии (1920-1929) распределение модульных коэфициентов стока носит обратный характер. Сток рек, впадающих в Каспийское море, выше нормы; сток рр. Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи либо близок к норме, либо незначительно выше ее.

Различие в распределении стока по территории СССР в отдельные годы носит еще более отчетливый характер.

В 1921 г. значительная часть Европейской территории СССР была охвачена засухой. Сток рр. Невы, Западной Двины, Днепра, Дона, Волги, Урала был значительно ниже нормы. В Средней Азии 1921 г. является одним из самых многоводных за время наблюдений.

Разливы рр. Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Или носили небывало катастрофический характер. В течение весны и лета этого года отмечены многочисленные сили в ряде горных районов Средней Азии.

В 1917 г. Среднюю Азию охватила засуха, расходы большинства рек, за исключением рек ледникового питания, были исключительно низкими. Маловодность рек этого года распространилась на ряд других районов. Так например, средний годовой расход р. Камы у г. Молотова составлял всего лишь 80% нормы, р. Шилки у г. Сретенска — 85%, р. Оби у г. Новосибирска — 71%. В том же году половодье на рр. Днепре, Дону, Верхней Волге, Урале носило катастрофический характер.

Но такого рода соотношения между отклонениями от норм средних годовых расходов Европейской территории Союза ССР и Средней Азии не являются правилом. В табл. 71 приведены отклонения от нормы средних годовых расходов ряда рек отдельных лет. Для составления этой таблицы отобраны годы, в которые распределение указанных отклонений носит различный характер.

В 1908 г. реки северных и северо-западных районов — Северная Двина, Свирь, Нева — характеризуются значительно пониженным годовым стоком. Для бассейнов рек, расположенных южнее рр. Северной Двины, Днепра, Оки, Верхней Волги, отклонения средних годовых расходов от нормы положительны и достигают до +87% (р. Днепр у г. Смоленска). Сток р. Дона несколько выше нормы. Реки Кама, Обь характеризуются расходами, близкими к норме, с незначительными отрицательными отклонениями от нее. Сток рр. Ангары, Шилки и большинства рек Средней Азии значительно выше нормы.

Таблица 71

Река	Пункт наблюдений	Отклонение ср. годового расхода от нормы в % по годам					
		1908	1914	1917	1921	1923	1926
Северная Двина	Усть-Пинега	−16	+ 5	− 5	−25	+50	− 5
Печора	Троицко-Печорск	—	—	− 5	− 4	+31	+11
Мезень	Малые Нисагоры	—	—	—	− 8	+39	−10
Свирь	Мятусово	−16	−23	+ 3	−25	+18	− 1
Нева	Шлиссельбург	−18	−13	− 4	−30	+ 9	+ 3
Западная Двина	Витебск	+60	−12	+47	−56	+ 9	+12
Днепр	Смоленск	+87	−25	+45	−52	−11	+13
Днепр	Киев	+35	+ 4	+37	−56	0	+ 9
Дон	Калач	+ 7	−52	+94	−16	−34	+56
Ока	Муром	+41	−14	+23	−51	−12	+35
Волга	Калинин	+72	−14	+25	−58	− 7	+17
Волга	Сталинград	+ 1	+18	+12	−37	+14	+52
Кама	Молотов	− 4	+42	−20	−26	+12	+50
Обь	Новосибирск	− 0	+ 3	−29	+14	− 2	+ 3
Ангара	37 км. б. Забайкальской ж. д.	+18	− 1	− 6	− 8	−24	− 9
Шилка	Сретенск	+55	+ 6	−15	− 8	−37	−26
Сыр-Дарья	Запорожская	+70	+ 2	−49	+97	+16	−18

В 1914 г. почти противоположное распределение стока, с той разницей, что расходы Северной Двины, Нижнего Днепра, Оби, Ангары, Шилки и Сыр-Дарьи близки к норме. Следует заметить при этом, что максимальные расходы р. Сыр-Дарьи, Чирчика в этом году были значительно выше нормы.

О распределении стока в 1917 и 1921 гг. упоминалось выше. Характерной особенностью 1923 г. является наличие высоких положительных отклонений от нормы для рек северных и северо-западных районов СССР и резкое отрицательное отклонение от нормы расходов р. Дона. Распределение отклонений от нормы средних годовых расходов в 1926 г. похоже на распределение этих отклонений в 1917 г.

Таким образом, как указывалось выше, можно предполагать, что области, охватываемые однозначными отклонениями стока рек от нормы, не являются постоянными. Меняются их границы, меняется и характер соотношений этих отклонений между собой.

Причины этого, естественно, лежат в изменении в отдельные годы условий погоды в различных частях Советского Союза, а следовательно, в изменении особенностей циркуляции воздушных масс.

Подавляющее большинство рек нашей страны, в особенности Европейской территории Союза ССР, главную массу своих вод сбрасывает в период весеннего половодья. Объем весеннего половодья, в сущности говоря, предопределяет, в большинстве случаев, знак и величину отклонения среднего годового стока от нормы, в особенности в те годы, когда весеннее половодье либо носит катастрофически высокий характер, либо, наоборот, характеризуется весьма малыми размерами.

Исследование синоптических условий больших весенних половодий на реках Европейской территории СССР, произведенное Н. А. Ширкиной, позволяет притти к следующим выводам.

Высокие половодья на реках бассейнов рр. Днепра, Оки, Дона, Верхней Волги наблюдаются в годы, когда атмосферные процессы формируются при долготных переносах воздушных масс. В эти годы циклонические системы (преимущественно южного происхождения) захватывают южную половину Европейской территории СССР, в то время как северная и северо-восточные части ее заняты в это время антициклональными системами. В эти годы в указанных бассейнах осенью наблюдается повышенное увлажнение, зимой — накопление мощных запасов снега; наступление весны запаздывает, развитие ее протекает бурно. Таким образом, создаются усло-

вия, благоприятные для формирования высоких половодий на рассматриваемой территории (1908, 1917, 1926 гг).

В другие годы преобладают процессы широтной западно-восточной циркуляции. Под циклоническим влиянием оказываются районы севера и северо-востока. Над южными и особенно юго-западными районами преобладают антициклональные типы погоды, вследствие чего происходит обратное распределение больших и малых половодий.

В табл. 72 дается сопоставление числа дней с западной циркуляцией на пространстве Атлантики и Европейского континента (по Г. Я. Вангенгейму) за январь, февраль и март для лет с высокими и низкими половодьями в южной половине Европейской территории Союза ССР.

Обращают на себя внимание особенности процессов циркуляции воздушных масс в 1921 и 1917 гг., когда водность рек южной части Европейской территории Союза ССР и Средней Азии носила противоположный характер.

Таблица 72

Годы	Высокие весенние половодья	Годы	Низкие весенние половодья
1908	22	1914	55
1917	45	1920	62
1926	44	1921	70

Характерной особенностью 1921 г., помимо резкого преобладания над Европейской территорией Союза ССР процессов широтной циркуляции, является резкое отклонение траекторий средиземноморских циклонов к югу и юго-востоку. Вследствие этого циклоны, пройдя по нашим южным морям, интенсивно выходили на территорию Средней Азии, что вызывало значительное выпадение количества осадков в весенний период на этой территории и накопление больших снежных запасов в горных районах Средней Азии. Отсюда мощные паводки летом 1921 г. на реках Средней Азии и общая повышенная водность их в течение всего года. Напротив, в большей части Европейской территории Союза ССР — засушливая зима, малые запасы снега, низкое половодье весной.

В 1917 г. Средняя Азия находится длительный период под сильным воздействием сибирского антициклона, препятствующего переносу влаги в этом году в районы Средней Азии. Отсюда в 1917 г. засуха в этом районе и исключительная маловодность рек, в питании которых принимают участие главным образом сезонные запасы снега.

Эти особенности макросиноптических процессов, обуславливающих особенности в водоносности и распределении стока рек, получили наиболее отчетливое выражение на территории СССР в период, начиная примерно с 1930 г. С этого времени сток рек значительной части Европейской и отчасти Азиатской территорий Союза ССР характеризуется значительным снижением. Это снижение стока начинается с 1930 г. в бассейне рр. Волги и ее притоков, Сухоны, Дона, Тобола с притоками, Иртыша. В 1931 г. этот маловодный период отмечается уже для р. Бии, составляющей р. Оби; в 1932 г. начинается падение стока рр. Северной Двины, Печоры, с 1933 г. — Свири, с 1934 г. —рр. Западной Двины, Днепра у г. Смоленска, с 1936 г. — рр. Припяти, Сожа и Днепра у г. Киева, с 1938 г. —у р. Сыр-Дарьи.

Реки Обь и Енисей характеризуются в этот исключительно маловодный для перечисленных выше рек период неустойчивыми колебаниями стока. Так например, для р. Оби за рассматриваемые 16 лет (1930—1945) — 9 лет со стоком ниже нормы (отклонения до — 31% 1945 г.), 7 лет выше нормы (до + 45% 1938 г.); для р. Енисея—8 лет с положительными отклонениями от нормы (до + 30% 1936 г.), 8 лет — с отрицательными (до — 31% 1945 г.).

Реки Дальнего Востока, р. Ангара в этот период характеризуются повышенным стоком.

Таким образом в рассматриваемый период громадная территория Советского Союза оказалась охваченной исключительным маловодьем. Следует отметить, что

в отдельные годы этого периода сток некоторых рек был значительно выше нормы, а для некоторых рек наметился в конце периода перелом к циклу повышенной водности. Так например, в 1932 г. сток р. Дона у г. Калача был на 53%, р. Оки у г. Горбатова на 23%, р. Волги у г. Сталинграда на 43%, р. Свири у Мятусово в 1935 г. на 16% выше нормы. Для р. Камы у Сокольих гор средний годовой сток за период 1941—1944 гг., а у р. Иртыша у Тобольска в 1941—1943 гг. был выше нормы. Эти отдельные годы с повышенным стоком некоторых рек не меняют общего характера маловодности рассматриваемого периода.

Н. А. Ширкина [39] в результате исследования синоптических макропроцессов в рассматриваемый маловодный период 1930—1945 гг. и предшествующий ему 1914—1929 гг. пришла к следующим интересным выводам.

В период 1914—1929 гг. на Европейской территории Союза ССР можно отметить усиливающееся влияние антициклонических типов погоды, выразившееся засушливостью 1920 и 1921 гг.

С января 1929 г. начинается период резкого усиления и преобладания в зимние месяцы антициклонического режима погоды Европейской территории Союза ССР и Западной Сибири.

Вхождение полярных континентальных антициклонов усиливается и распространяется далеко на запад в Южную Европу, а в отдельных случаях на север Африки и Аравии. Количество зимних осадков в связи с этим резко уменьшается. В годы, когда холодный антициклон достигает наиболее мощного развития над Европейской территорией Союза ССР и Западной Сибирью, циклонические системы продвигаются по его западной периферии через бассейн р. Днепра и по южной — к бассейнам Верхней Ангары, Енисея, Шилки и Аргуни, где и выпадают зимние осадки.

В эти годы на Европейской территории Союза ССР и в Западной Сибири устанавливаются сухие холодные зимы и вместе с тем повышается температура летнего периода.

Напротив, в годы с большим количеством осадков на Европейской территории Союза ССР и в Западной Сибири, в восточной части Сибири господствуют антициклонические явления. Начиная с 1941 г., преобладание антициклональных типов процессов в летние месяцы уменьшается. Циклоны начинают чаще проникать на Европейскую территорию Союза ССР, количество летних осадков растет.

В зимние месяцы все еще сохраняется антициклонический характер режима погоды. В 1944 г. зимой наблюдается резкое ослабление характера антициклонических процессов над Европейской территорией Союза ССР. В этом году в связи с большим развитием циклонических систем выпадает здесь большое количество осадков и температуры зимнего периода в общем повышены.

Рассмотренные особенности в колебаниях годового стока рек СССР позволяют притти к следующим основным выводам:

1. В колебаниях годового стока рек СССР отсутствует периодичность в строгом смысле этого слова. Вместе с тем имеет место определенная смена циклов маловодных и многоводных лет. Эта смена циклов носит различный характер в различных районах нашей страны, причем может быть отмечена тенденция к противоположному характеру колебаний стока в западной (Европейская территория Союза ССР и Западно-Сибирская низменность) и восточной части СССР (восточнее Западно-Сибирской низменности).

2. В отдельные периоды, соответствующие таким циклам, проявляется на довольно обширных территориях общая тенденция к сохранению характерных особенностей стока рек в смысле преобладающего отклонения от нормы со значительным различием как в наступлении фаз этих циклов, так и в особенности колебаний стока в отдельные годы. Эти различия представляют собой следствие различия в гидрометеорологических условиях в отдельных районах на общем фоне преобладания тех или иных макросиноптических процессов.

Этим и объясняется асинхронность в колебаниях годовых величин стока речных бассейнов, довольно близко расположенных друг к другу, при общей хорошо выраженной тенденции в колебаниях стока за длительные периоды.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Н. Д. Изменчивость годового стока рек Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС СССР, с. IV, в. 2. ГГИ. Вопросы стока и гидрологических расчетов. Л.—М. 1941.
2. Антонов Н. Д. Поверхностный материковый сток в Карское море. Исследования рек СССР, в. VIII. Вопросы стока. ГГИ. Л. 1935.
3. Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. СПБ. 1908.
4. Берг Л. С. Основы климатологии. Географо-Экономический НИИ. Лен. Уч.-Пед. изд. Л. 1938.
5. Берг Л. С. Современное состояние уровня крупных озер СССР. Труды Второго Всесоюзного Гидрологического съезда. 20—27 апреля 1928 г. ч. II. ГГИ. Л. 1929.
6. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. Изв. РГО, т. XXV, в. 4. Л. 1943.
7. Берг Л. С. Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР, ч. I. Изд. ЛГУ. Л. 1938.
8. Бойков И. Е. Наблюдения над атмосферными осадками в высокогорных районах Средней Азии. Труды ГМО Средне-Аз. мет. инст., т. I, в. 1. Ташкент. 1927.
9. Бочков А. П. Водный баланс р. Пехорки по материалам Кучинской гидрологической станции. Записки ГГИ, т. XII. Л. 1934.
10. Варданянц Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. Изв. РГО, в. 4. Л. 1935.
11. Вахтин Б. К. К вопросу об определении математической характеристики рельефа местности. Геодезист № 2—3, М. 1930.
12. Вахтин Б. К. Опыт определения математических характеристик рельефа ЦЧО. Геодезист № 11—12, М. 1931.
13. Великанов М. А. Водный баланс суши. Гидрометеоиздат. М. 1940.
14. Великанов М. А. Теоретические основы определения среднего многолетнего стока. Труды IV Гидрологической конференции Балтийских стран. II. Секция стока 27. Л. 1933.
15. Великанов М. А. и Львович М. И. К вопросу о применимости метода А. Мейера для подсчета среднего многолетнего стока на реках СССР. Изв. ГГИ № 29. Л. 1930.
16. Великанов М. А. и Соколовский Д. Л. Основная климатическая характеристика среднего многолетнего коэфициента речного стока. Изв. ГГИ № 21. Л. 1928.
17. Воейков А. И. Климаты земного шара и в особенности России. СПБ. 1884.
18. Вознесенский А. В. и Шостакович В. Б. Основные данные для изучения климата Восточной Сибири. Иркутск. 1913.
19. Григорьев А. А. Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии. Изв. АН СССР. Серия географ. и геофиз. т. X, № 2. М. 1946.
20. Григорьев А. А. Субарктика. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды. Инст. географии АН СССР. Л.—М. 1946.
21. Давыдов В. К. и Владимиров Л. А. Основные контуры водного баланса Армении. Записки ГГИ, т. X. Л. 1933.
22. Давыдов Л. К. и Корженевский Н. Л. Влияние метеорологических факторов на режим р. Нарына. Труды ГМО Средне-Аз. мет. инст., т. I, в. 2. Ташкент. 1927.
23. Давыдов Л. К. Классификация рек Средней Азии по типу их питания. Зап. ГГИ, т. X. Л. 1933.
24. Давыдов Л. К. Колебания водоносности рек Средней Азии. Труды ГМО Средне-Аз. мет. инст., т. I, в. 2. Ташкент. 1927.
25. Давыдов Л. К. Ледник Петрова. Труды ГМО. Средне-Аз. мет. инст., т. I, в. I. Ташкент. 1927.
26. Давыдов Л. К. О гидрологических особенностях р. Таласа. Вестник ирригации № 4. Ташкент. 1924.
27. Долинино-Иванский. Опыт определения условий стока весенних вод с малых водосборов в Тульской губ. Материалы по опытно-мелиоративному делу. 1929.
28. Дубах А. Д. Очерки по гидрологии болот. ГГИ. Л. 1936.
29. Дубах А. Д. Сток по логам в районе Валдайской возвышенности. Труды НИУ ГУГМС СССР. Гидрология суши, сер. IV, в. 17. ГГИ. Свердловск — М. 1945.

30. Завадовский А. Х. К вопросу о климатических условиях на Сыртах в верховьях Нарына. Труды ледниковых экспедиций, в. II. Л. 1936.
31. Завадовский А. Х. Метеорологические наблюдения в фирновом бассейне ледника Петрова за время с 16 августа по 15 сентября 1933 г. на высоте 4275 м. Труды ледниковых экспедиций, в. II. Л. 1936.
32. Зайков Б. Д. Водный баланс в бассейне р. Дона. Исследования рек СССР, в. VIII. Вопросы стока. ГГИ. Л. 1936.
33. Зайков Б. Д. Гидрологический очерк озера Севан. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. I, в. 3. Л. 1933.
34. Зайков Б. Д. Гидрология Заволжья, Нижне-Волгопроект, в. IV. М.—Л. 1935.
35. Зайков Б. Д. Изменчивость годового стока рек СССР. Сб. ГГИ № 1. Л.—М. 1938.
36. Зайков Б. Д. Многолетние колебания стока Верхней Камы. Труды по комплексному изучению Каспийского моря, в. XIII. АН СССР. М.—Л. 1940.
37. Зайков Б. Д. Многолетние колебания стока р. Волги и уровня Каспийского моря. Труды по комплексному изучению Каспийского моря, в. X. АН СССР. М.—Л. 1940.
38. Зайков Б. Д. Сток на территории Якутской АССР. Записки ГГИ, т. XII. Л. 1934.
39. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. IV, в. 38. ГГИ. Л. 1946.
40. Зайков Б. Д. Средний годовой сток и его распределение на территории Кавказа. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. IV. в. 40. ГГИ. Л.—М. 1946.
41. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС СССР. с. IV, в. 38. ГГИ. Л. 1946.
42. Зайков Б. Д. и Белинков С. Ю. Средний многолетний сток рек СССР. Труды ГГИ, в. 2. Л. 1936.
43. Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Л. 1939.
44. Иванов Б. Г. Годовое испарение в основных географических зонах. Изв. АН СССР. Серия геофиз. и географ. № 3. 1940.
45. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.—М. 1937.
46. Калинин Г. П. и Лихолетов Д. Д. Применение уравнения водного баланса для определения годового стока рек в зоне избыточного увлажнения. Сб. ГГИ № 1. Л.—М. 1938.
47. Каминский А. А. Климат и погода в равнинной местности. Климат Воронежской губ. Л. 1925.
48. Киреев И. А. Путь к изучению модуля стока в высокогорной местности. Труды ледниковых экспедиций, в. III. Зеравшан. Верховья Зеравшана и Фан-Дарьи. Л. 1936.
49. Колосков П. И. К учету и картографии атмосферных осадков для составления водного баланса и для других практических целей. Проблемы физической географии АН СССР. М.—Л. 1939.
50. Колупайло С. И. Учет стока реки Немана за 1812—1932 годы. IV Гидрологическая конференция Балтийских стран. Л. 1933.
51. Конкина Н. Г. Условия формирования стока рек Северного Края. Архив кафедры гидрологии. ЛГУ.
52. Коновалов Е. П. Краткий отчет о работе на Зеравшанском леднике в 1932 г. Труды ледниковых экспедиций, в. III. Зеравшан. Верховья Зеравшана и Фан-Дарьи. Л. 1936.
53. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент. 1930.
54. Кочерин Д. И. Колебания стока по площади в горном бассейне южного климата. Водный транспорт № 6. М. 1924.
55. Кочерин Д. И. Речной сток в верховьях р. Салгир до г. Симферополя. Материалы по водным изысканиям в Крыму, в. 2. 1922.
56. Кочерин Д. И. Средний многолетний годовой и месячный сток в Европейской части Союза. Тр. Моск. ин-та инж. тр., в. VI. М. 1927.
57. Кочукова Т. Н. и Слободзинская А. С. К вопросу о географическом размещении коэфициента вариации годового стока. Зап. ГГИ, т. XIV. Л. 1935.
58. Красовский А. А. Средние годовые величины атмосферных осадков и дефицит влажности воздуха на речных бассейнах Европейской части СССР. Труды ГГИ, в. 7. Вопросы гидрометеорологии. Л.—М. 1938.
59. Крицкий С. Н. и Менкель Ф. Расчеты речного стока. Инженерная гидрология (гидрологические и водохозяйственные расчеты), ч. I. Вс. н.-и. и. водоснабж., канал., гидротехн. соор. и инжен. гидрологии. М.—Л. 1934.
60. Кузин П. С. Влияние агротехнических мероприятий на сток р. Волги. Информ. сб. „Метеорология и гидрология“ № 5. Л. 1946.
61. Кузин П. С. График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока. Записки ГГИ, т. XII. Л. 1934.
62. Кузин П. С. Зависимость годового стока р. Волги у Ярославля от метеорологических факторов. Исследования рек СССР, в. VIII. Вопросы стока. Л. 1935.
63. Кузин П. С. Карта испарения с поверхности речных бассейнов и водный баланс Европейской части СССР. Изв. ГГИ № 68. Л. 1934.

64. Кузин П. С. Об испарении с поверхности почвы. Труды ГГИ, в. 7. Вопросы гидрометеорологии, Л.—М. 1938.
65. Кузин П. С. Опыт расчета испарения и среднего многолетнего стока с поверхности речных бассейнов при отсутствии гидрометрических наблюдений. Исследования рек СССР, в. VIII. Вопросы стока. ГГИ. Л. 1935.
66. Кузьмин П. П. Температурный режим в верховьях бассейнов рр. Зеравшан и Ягноб. Труды ледниковых экспедиций, в. III. Зеравшан. Верховья Зеравшана и Фан-Дарьи. Л. 1936.
67. Лебедев В. Н. Гидрометеорологический очерк Казахстана. АН СССР. Материалы особого комитета по исследованию союзных и автономных республик. Серия Казахстанская, в. 13. Л. 1928.
68. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. Труды ГГИ, в. 6. Л. 1938.
69. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды НИУ ГУГМС СССР. сер. IV, в. 18. ГГИ. Свердловск—М. 1945.
70. Максимович Н. Днепр и его бассейн. Киев. 1901.
71. Манохина Е. И. Коэфициент рельефности местности. Труды по гидрологии ГЭНИИ ЛГУ, в. II. Л. 1939.
72. Материалы по режиму рек СССР. Водный кадастр Союза ССР. ГУГМС СССР. ГГИ. Л.—М.
73. Назаров В. А. Взаимоотношения между стоком р. Днестр и основными климатическими факторами его бассейна.
74. Назаров В. Спроба перевірки та пристосування гідрофізічної методи А. Мейера дзя визначення річного збігу р. Південний Бог. Вісник Метор. та Гідрології Укромету, в. 3. Київ. 1929.
75. Небольсин С. И. Наблюдения над испарением с почвы. Нижневолгопроект, в. III. М.—Л. 1935.
76. Небольсин С. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток. Гидрометеоиздат. Л.—М. 1937.
77. Никитин С. Бассейн Днепра. Исследования гидрологического отдела. Труды экспедиции для исследования источников главнейших рек Европейской России. СПБ. 1896.
78. Огиевский А. В. Главнейшие факторы годового и помесячного стока р. Днепр у Киева. Вст. Науково-дослідчого Інституту Водного Господарства Україні, т. V, ч. 1. Киев. 1932.
79. Огиевский А. В. К вопросу о балансе влаги в бассейне р. Днепра. Журн. геофиз. т. V, в. 1. М. 1935.
80. Ольдекоп Э. М. Зависимость режима р. Чирчика от метеорологических факторов. Материалы по вопросу о зависимости режима туркестанских рек от метеорологических факторов, в. 1. Гидр. ЧОЗУ в Турк. кр. Ташкент. 1918.
81. Ольдекоп Э. М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Юрьев. 1911.
82. Оппоков Е. В. Действительное испарение с поверхности водосбора р. Днепра. Всеукраинская АН. Геологический журнал, т. I, в. 2. Киев. 1934.
83. Оппоков Е. В. Некоторые проблемы из области речных бассейнов. Изв. ГГИ № 12. Л. 1924.
84. Оппоков Е. В. Режим речного стока в бассейне Верхнего Днепра (до г. Киева) и его составных частей в период 1876—1908 гг. и частью в более отдаленное время, в связи с колебаниями атмосферных осадков и температуры в бассейне и с местными условиями стока, ч. I. СПБ. 1904. и ч. II. СПБ. 1913.
85. Пиварелис П. П. Сток в бассейне р. Оби. Записки ГГИ, т. XII, Л. 1934.
86. Поляков Б. В. Влияние агротехнических мероприятий на сток. Метеорология и гидрология № 4. 1939.
87. Поляков Б. В. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на реках малых бассейнов. М.—Л. 1937.
88. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеоиздат. Л. 1946.
89. Поляков Б. В. Исследования причин уменьшения стока в Заволжье. Сборник Нижневолгопроекта, в. VIII, Л.—М. 1938.
90. Поляков Б. В. Влияние агротехнических мероприятий на сток. Метеорология и гидрология № 1. Л. 1939.
91. Поляков Б. В. Сток в бассейне р. Дона. Зап. ГГИ, т. XII, Л. 1934.
92. Преображенский Т. Н. Из результатов наблюдений над поверхностным стоком талых вод в 1926/27 г. на Валуевской мелиоративной станции. Материалы по опытно-мелиоративному делу, т. III. М. 1929.
93. Протодьяконов М. М. Числовые характеристики топографических условий местности, исчисление эксплоатационных расходов и приложение их к экономике железных дорог. М. 1925.
94. Решетников А. И. Сток снеговых и дождевых вод с элементарных площадок в районе Валдайской возвышенности. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. IV, в. II. Гидрология суши. ГГИ. Свердловск—М. 1945.
95. Розенталь Э. К вопросу о распределении осадков в горах. Зап. РГО, т. V—VII. Сб. статей, посвященных А. И. Воейкову. СПБ. 1911.
96. Рутковский В. И. Об исследованиях влияния лесов на водные потоки в штате Колорадо САСШ. Изв. ГГИ № 48. Л. 1932.

97. Семенова Л. Ф. К вопросу о режиме карстовых вод. Сб. ГГИ № 1. Л.—М. 1938.
98. Скачков Б. И. Сток рек Северного края. Зап. ГГИ, т. XII. Л. 1934.
99. Соколова Е. М. Прогнозы весеннего половодья р. Камы у г. Молотова по снегозапасам. Труды ГГИ, в. 10. Вопросы гидрологических прогнозов. Л.—М. 1940.
100. Соколовский Д. Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методика их расчета. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. IV, в. 7. Свердловск—М. 1943.
101. Соколовский Д. Л. Применение кривых вероятностей к расчетам годового и максимального стока. Матер. по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР, в. XXIII. Энергоиздат. Л.—М. 1934.
102. Соколовский Д. Л. О влиянии физико-географических факторов на сток. Исследования рек СССР, в. VIII. Вопросы стока. ГГИ. Л. 1935.
103. Соколовский Д. Л. Связь стока с осадками в различных географических условиях. Метеорология и гидрология" № 6. М. 1936.
104. Соколовский Д. Л. Сток в Донецком бассейне. Зап. ГГИ, т. XII. Л. 1934.
105. Спенглер О. А. Периоды наступания и отступания ледника Федченко. Труды ледниковой экспедиции, в. 1. Памир. Северный Памир и ледник Федченко. Л. 1936.
106. Спенглер О. А. Методы прогнозов весеннего половодья р. Волги у Ярославля. Труды ГГИ, в. 10. Вопросы гидрологических прогнозов. Л.—М. 1940.
107. Справочник по водным ресурсам СССР, т. X. Северный Кавказ. Л. 1936.
108. *Справочник по водным ресурсам. Урал и Южное Приуралье*, т. XII, в. 1. Л. 1936.
109. Тихомиров И. К. и Рязанцева З. Н. Климат Заволжья. Материалы изысканий, исследований и проектирования ирригации Заволжья и Камышинской плотины и гидростанций на Волге, в. IX. М. 1939.
110. Ткаченко Н. Е. Водоохранное значение леса. На культ. фронте № 1. Л.—М. 1932.
111. Токмачев С. Лес и вопросы стока по новым данным. Лесное хоз., лесопромышл. и топливо. № 12. М. 1924.
112. Фигуровский И. В. Опыт исследования климатов Кавказа. СПБ. 1912.
113. Филенко Р. А. Сток рек Средней Азии. Архив Каф. гидрологии. ЛГУ. Л. 1940.
114. Чеботарев проф. Изучение топографических условий местности в связи с составлением описания планшета. Геодезист № 17—18 19—20. М. 1926.
115. Шевелев М. Е. Коэфициент вариации годового речного стока как функция некоторых климатических и гидрологических параметров. Гидротехническое строительство № 6, М. 1934.
116. Шульц В. Л., Тимофеев Е. М., Надеждин А. М. Основные черты гидрологии Средней Азии (жидкий сток). Ташкент. 1936.
117. Bigelow F. H. The laws of evaporation of water from pans, reservoirs and lakes, sand, soils and plants. Bulletin of the Argentine Meteor. Office 1912. № 2. Buenos Aires.
118. Drenkhan R. Die Hydrographischen Grundlagen für die Planung von Wasserkraftwerken in Südwestdeutschland. Berlin. 1926.
119. Engler Arn. Untersuchungen über den Einflüss des Waldes auf den Stand der Gewasser.
120. Ficker H. Untersuchungen über die meteorologischen Verhältnisse der Pamirgebiete. Denkschr. d. Muth.—Naturwiss. Klasse der Akad. d. Wissenschaft in Wien. 1921. B. 97.
121. Fisher K. Niederschlag, Abfluss und Verdunstung im Weser und Allergebiet. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutsch. Besand. Mitteil. Bd. 7, № 2. Berlin. 1932.
122. Hoyt W. G. and Frokell H. C. Forest and Stream flow. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 1932, vol. 58.
123. Horton R. The role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. Transact. of the American Geophysic. Union, Fourteenth Annual Meeting, apr. 1933.
124. Keller. Niederschlag, Abfluss und Verdunstung in Mitteleuropa Jahrb. für die Gewässerkunde Nord-Deutschl. Bes. Mitt. Bd I, № 4. 1906.
125. Meyer Ad. The Elements of Hydrology. New Jork. 1928.
126. Millar F. Evaporation from free water Surfaces. Canadien Meteorological Memoirs, vol. I, № 2. 1937.
127. Penk. Verdunstung und Abfluss von grösseren Landflächen Geogr. Abh. von Penk. Bd I. H. 5. 1896.
128. Spillman G. Der Natürliche Wasserhaushalt im oberen Aaregebiet. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, № 17—23. 1936.
129. Schreiber. Beziehungen zwischen Niedershlag und Wasserführung der Flüsse Mitteleuropa. M. Z. 1904.
130. Ule Niederschlag und Abfluss im Mitteleuropa. Forsch. zur deutsch. Landes und Volskunde. Bd. XIV, H. 5. 1903.
131. Veihmeyer F. J. Evaporation from Soils and Transpiration. Trans. Amer. Geophys. Un, 19 meet. Washington. 1938.
132. Wundt W. Beziehungen zwischen Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landfläche der Erde. Deutsche Wasserwirtschaft, H. 5—6, 1937.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Глава I. Влияние физико-географических факторов на средний многолетний сток рек СССР

Влияние климатических факторов 5
Влияние климатических факторов на коэфициент стока рек 30
Влияние других физико-географических факторов на сток 42

Глава II. Средний многолетний сток рек СССР

Восточно-Европейская равнина 82
Урал 91
Крым 95
Кавказ 97
Западно-Сибирская низменность 102
Казахская складчатая страна 104
Средняя Азия 105
Алтай и Саяны 111
Восточная Сибирь 112
Дальний Восток 114
Водоносность рек СССР 115

Глава III. Колебания водоносности рек СССР

Изменчивость годового стока рек СССР. 119
Влияние физико-географических факторов на колебания годового стока рек СССР. 127
Колебания водоносности рек СССР 137
Указатель литературы 158

БИБЛИОТЕКА
10489

Редактор *М. М. Ясногородская.* Технич. редактор *Л. Б. Кононова.*

Сдано в набор 18/VI 1947 г. Подписано к печати 25/X 1947 г. Изд. № 42. Индекс Г-Л-42.
Бумага 70 × 105 см. Зн. в 1 печ. л. 70 000. Уч.-изд. л. 16,3. Печ. л. $10^1/_{16}$ Тираж 6000 экз.
Гидрометеоиздат г. Ленинград, 1947 г. Цена 15 руб. М 07618 Заказ № 930.

2-я типо-литография Гидрометеоиздата, г. Ленинград, Прачечный пер., 6.